

平成23年台風12号の豪雨による 三重県南部での斜面崩壊の特徴

三重大学大学院生物資源学研究科 酒井 俊典

1.はじめに

平成23年8月末から9月はじめにかけ台風12号が四国 から関西地方に接近上陸し、進路の東側にあたる紀伊半 島を中心とした広い地域で洪水や土砂災害による大きな 被害が発生し、和歌山県1)、奈良県2)において土砂ダムの 決壊や土石流などによる甚大な被害が見られた。三重県に おいても三重県災害対策本部3)のまとめでは死者2名,行 方不明者1名,住宅の全壊55棟,床上浸水1683棟,公共 土木施設被害972箇所などの被害が見られた。台風12号 はゆっくりとした速度で北上したため紀伊半島を中心に記 録的な豪雨をもたらし、三重県内の降り始めから9月4日ま での累積降水量の分布を県内213箇所の雨量観測点にお ける観測結果を基に見ると、図-1.1に示すように大台町周 辺から東紀州地域にかけての地域で1,000mmを超え,特 に大台町周辺では日本の年間降水量に匹敵する 1.600mmを超える大きな降雨が見られた。この降雨によ り、多気郡大台町東又谷および北牟婁郡紀北町紀伊長島 区鍛冶屋又谷では,崩壊高さが350mを超える大規模な



図-1.1 台風12号による三重県内の累積降水量分布

斜面崩壊が発生した。また、尾鷲市から紀宝町にかけての 東紀州地域においては、この降雨により河川の氾濫による 洪水被害とあわせて、多数の表層崩壊ならびにそれに伴う 土石流による被害が見られた。図-1.2は、9月1日から9月4 日にかけての時間降水量および累積降水量を大規模崩壊 が発生した周辺の大台町父ヶ谷雨量観測点、および多数







の表層崩壊が見られた周辺の熊野市五郷雨量観測点について示したものである。父ヶ谷観測点では、時間降水量が20mmを超える降雨が9月2日から9月4日にかけて長時間継続し、降り始めからの累積降水量は1,700mmを超えている。一方、表層崩壊が多数発生した五郷観測点における時間降水量を見ると、降雨後半の9月4日に時間降水量が50mmを超える降雨が集中する後方集中型で、特に午前2時から4時にかけて時間降水量が80mmを超える降雨が見られ、累積降水量は1,500mmを超えている。

この台風12号の災害に対し, 地盤工学会関西支部では 平成24年から3年間にわたり「「想定外」豪雨による地盤 災害への対応を考える調査研究委員会」を立ち上げ, 和歌 山県地域, 奈良県地域, 三重県地域にわかれて災害調査 研究を実施してきた。本報告は, 表-1.1に示す10名で構成 される三重地域において実施された調査研究成果のうち, ここでは主に東又谷, 鍛冶屋又谷の大規模崩壊, および尾 鷲市から紀宝町にかけての東紀州地域で見られた表層崩 壊を対象に,現地踏査,地質,崩壊発生前後のDEMデー タ,空中写真,および降水量データをもとにこれら崩壊の 特徴について検討を行った結果について述べる。

氏名	所属
石川 昌幹	東邦地水(株)
岡島 賢治	三重大学大学院
片岡 泰	(株)キンキ地質センター
古根川 竜夫	御浜町産業建設課
酒井 俊典	三重大学大学院
阪口 和之	アジア航測(株)
中谷 仁	(株)日さく
長谷川 謙二	玉野総合コンサルタント(株)
林健二	(株)フォレストエンジニアリング
由井 恒彦	松阪鑿泉(株)

表-1.1 三重地域の構成員(五十音順)

2.大規模崩壊の状況

三重県では多気郡大台町東又谷および北牟婁郡紀北 町紀伊長島区鍛冶屋又谷において大規模崩壊が発生し た。これら大規模崩壊が発生した地質は,東又谷では秩父 帯付加体に, 鍛冶屋又谷では四万十帯付加体に位置して いる。これら大規模崩壊の状況について以下に示す。

2.1 東又谷の状況^{4),5)}

写真-2.1に東又谷における大規模崩壊の状況を示す。 崩壊状況は図-2.1の平面図に示すように、標高750~ 760mを崩壊地頭部とし,崩壊長(水平距離)が約700m, 崩壊高さが約350m,崩壊幅が約300mの大規模な崩壊 で、崩壊厚は図-2.2の推定断面図に示すように約50mと なっている。



写真-2.1 東又谷の崩壊状況



図-2.2 東又谷の推定断面図

崩壊地点の地質は秩父帯付加体に位置し, すべり面と 考えられる境界面は、崩壊面に対し勾配20°~30°の流れ 盤構造を呈している。また, すべり面は, 崩壊地中腹〜上部 では写真-2.2に示すように下位の層状チャートを主とする



図-2.1 東又谷の平面図



写真-2.2 せん断された黒色泥岩



写真-2.3 層状チャート内の断層岩

付加堆積物と上位の砂岩主体の付加堆積物の境界の「せん断された黒色泥岩」沿いに形成され,崩壊地下部では 写真-2.3に示すように層状チャート内の断層沿いに形成 されていると考えられた。また,崩壊地中腹〜上部のすべ り面と考えられる「せん断された黒色泥岩」は鏡肌が形成 されており,新規に形成されたすべり面ではなくスラストと 考えることができる。すべり面と思われる黒色泥岩の礫分 を取り去った試料の基本的物理性試験および粒度分布を 表-2.1,図-2.3に示す。粒度試験の結果,砂分が52%あり 土質材料の工学的分類体系⁶⁾では(SF)に分類される細 粒分質砂であるものの,粘土分・シルト分の細粒分を48% 含んでいた。

衣-2.1 休収しに試料の工具試験結果 ((果义谷
-----------------------	------

土粒子密度(g/cm ³)	2. 731		
粉度	砂分(%)	シルト分(%)	粘土分(%)
松良	52.03	20.04	27.93
コンバノテンバー	液性限界(%)	塑性限界(%)	塑性指数
1////////	26.8	11.89	14.91
分類	(SF)		

図-2.4にLPデータから求めた大規模崩壊頭部周辺の 陰影図を示す。陰影図において確認出来る崩壊頭部上方 の標高850m付近に崩壊崖と考えられる連続性の見られ



る亀裂を確認することができ、現地踏査でこの地点の確認 を行った結果, 図中の写真に示すようにLPデータの亀裂と 一致する位置に最大高さ5m程度の連続した滑落崖が確 認できた。この滑落崖にコケ等は確認できず新鮮な状態で あることから、新規に形成されたものと考えられる。なお、 標高850mから上方の尾根ではクリープ性の変状微地形 がみられるものの明瞭な滑落崖は確認できていない。また、 崩壊下方沢沿いの標高415m付近の右岸および標高440 m付近の左岸において、写真-2.4に示すようなほぼ水平構 造を有する土石流堆積物ならびに水成堆積物と推定され る未固結の泥,砂,玉石混じり砂礫の互層が確認され,過 去の河道閉塞に伴う湛水域内の堆積物である可能性が考 えられた。この互層内から採取した炭化木を14Cによる年 代測定を行った結果、BC16,880~BC16,608と最終氷 期時代に堆積した木片であると判断された。また,この地 点より上位から採取した木片の¹⁴Cによる年代測定では AD1,700~1,800を示し、本地点は堆積層と思われる層 が何層か存在し、過去から土砂移動が繰り返し生じていた ことが推定される。また、本大規模崩壊地は、図-2.1に示す ように等高線形状が周辺と異なる領域と一致しており、こ の点からも過去に変状が発生していた場所であると考えら れる。



図-2.4 LPデータから求めた陰影図 (中日本航空(株)提供)



写真-2.4 土石流堆積物ならびに水成堆積物

2.2 鍛冶屋又谷の状況

写真-2.5に鍛冶屋又谷における大規模崩壊の状況を示 す。崩壊状況は図-2.5の平面図に示すように、標高630~ 640mを崩壊地頭部とし、崩壊長(水平距離)が約800m、 崩壊高が約400m,崩壊幅は上方,中腹,下方でそれぞ れ,約200m,約300m,約50mの大規模な崩壊で,崩壊 厚は図-2.6の推定断面図のように約30mとなっている。崩 壊地点の地質は四万十帯付加体に位置し, 崩壊地下方は 混在岩主体,崩壊地中腹~上方は泥岩主体となっており, 崩壊地上部の南側では玄武岩の転石が多数確認されると ともに,崩壊地上部には崩壊岩塊(土砂)が残存していると 考えられる。崩壊地上方では写真-2.6に示すように崩壊地 中央に近い沢内の泥岩において流れ盤状の断層を確認す ることができる。この断層の走向はほぼ東西~北東方向か ら南西方向を示し、傾斜は35°~45°で崩壊地に対し見か け上流れ盤構造を呈しており、この泥岩内で確認した断層 を境にすべり面が形成されている可能性が考えられる。崩 壊地下方~中腹の崩壊地右岸側(北側)では,写真-2.7に 示すようにスラストが主に北西~南東方向の走向を示し傾 斜は20°~30°であった。スラスト間の混在岩は,主に北西 ~南東方向の走向を示す50°~70°で傾斜していた。また、 図-2.7のLPデータから求めた赤色立体地図に示すように,



写真-2.5 鍛冶屋又谷の崩壊状況



図-2.5 鍛冶屋又谷の平面図



崩壊地東側の北東〜南西方向に伸びる尾根沿いにおいて 多重山稜らしい地形が確認でき,崩壊前には重力変形地 形が存在し,その一部で今回の崩壊が生じた可能性が考 えられる。また,現地の崩壊地渓流末端部には写真-2.8に 示す高さ30m程度の大規模な土石の堆積体が形成され,

今回の大規模崩壊により一時期河道閉塞を引き起こした

可能性が考えられる。



写真2.6 泥岩内の流れ盤構造



写真-2.7 スラスト状況



図-2.7 LPデータから求めた赤色立体地図 (アジア航測(株)提供)



写真-2.8 大規模な土石堆積体の跡

2.3 大規模崩壊地周辺の降雨状況

大規模崩壊が発生した東又谷, 鍛冶屋又谷の2地点 は, 仏像構造線を境に比較的近い地点に位置している。 図-2.8は, 国土地理院の10mメッシュDEMデータを基に 作成した東又谷, 鍛冶屋又谷周辺の陰影図である。仏像構 造線北側の秩父帯付加体と南側の四万十帯付加体を比 べると, 谷地形の発達状況が仏像構造線を境に異なって いると考えられる。ところで, この周辺では平成16年9月の



図-2.8 大規模崩壊周辺の陰影図 ((株)パスコ提供)

台風21号により旧宮川村において土砂災害が多数発生し 大きな被害をもたらした。宮川雨量観測点における平成 16年台風21号と平成23年台風12号の降水量を比較す ると、図-2.9に示すように累積降水量は平成16年台風21 号では800mm程度であるのに対し、平成23年台風12号 では1,600mmに達している。降雨状況は台風12号では4 日間にわたり時間降水量が30mm程度の連続的な降雨 が続くことで累積降水量が1.600mmに達しているのに対 し、最大時間降水量は80mm程度であった。これに対し、 平成16年の台風21号では累積降水量は800mm程度と 少ないものの、最大時間降水量は119mmと多くなってい る。相澤ら"は平成16年台風21号による土砂災害の発生 に対し,累積降水量と時間降水量の分布を求め,被害発 生と降水量との関係について検討を行っている。その結果 では,土砂災害発生箇所と累積降水量分布には明瞭な関 係が見られないものの、最大時間降水量が110mm~ 120mmの領域において土砂災害が多数発生しており, 80mm程度では土砂災害の発生は見られないと述べてい る。さらに、平成16年台風21号においては、四万十帯付加 体における土砂災害の発生は顕著でなかったことも述べ られている。平成16年台風21号と平成23年台風12号の 崩壊形態を比較すると、平成16年台風21号では表層での 崩壊が比較的多く発生しているのに対し, 平成23年台風 12号においては深層まで至る大規模な崩壊が発生し,崩 壊の形態が異なっていることが考えられる。平成23年の台 風12号による大規模崩壊が発生した東又谷, 鍛冶屋又谷 における現地踏査において、写真-2.9に示すような湧水が 崩壊面で見られるスラスト境界付近において流出している 箇所があることが確認でき、地盤内に水ミチの存在がある ことが考えられる。崩壊面で見られる湧水の電気伝導度を 測定した結果では4~5µS/m程度と低く, 湧水は雨水が 地盤内の水ミチを伝って直接流出してきている可能性が 考えられた。このため、今回の大規模崩壊は継続的な降雨 が長期間続いたことにより雨水が地盤内の水ミチを伝って 直接流出してきている可能性が考えられた。以上より,今 回の大規模崩壊は継続的な降雨が長期間続いたことによ

り雨水が地盤内の水ミチを伝って多量に地下に供給され, これにより地盤内の地下水位を大きく上昇させたことが誘 因の一つと推定される。





写真-2.9 崩壊面で見られたスラスト境界付近からの湧水

3.表層崩壊の状況^{®)}

三重県においては、尾鷲市から紀宝町にかけての東紀 州地域において、多数の表層崩壊が発生した。そこで、これ らの地域を対象に、災害発生前の平成18年と災害発生後 の平成23年の三重県デジタル地図の空中写真を比較し崩 壊地の判読を行った。図-3.1は表層崩壊が見られた東紀 州地域におけるシームレス地質図⁹⁾に判読を行った崩壊地 点を示したものである。対象とする地域の地質は,熊野酸 性火成岩類である花崗斑岩,流紋岩および,第三紀堆積 物である熊野層群から構成され,このうち熊野酸性火成岩



図-3.1 空中写真から判読した崩壊地 (産総研シームレス地質図⁹⁾に加筆)



(a) 北岩体



(b) 南岩体 図-3.2 10mDEMデータから求めた陰影図と崩壊地点 ((株)パスコ提供)

類花崗斑岩は、北側の尾鷲市、熊野市周辺の北岩体と南 側の紀宝町周辺の南岩体に区分される100。崩壊発生箇所 を地質毎に見てみると、熊野酸性火成岩類花崗斑岩の北 岩体および南岩体において多数の崩壊発生箇所が見られ、 流紋岩あるいは熊野層群における発生数は少ない傾向が 見られる。図-3.2は国土地理院の10mメッシュDEMデー タを基に作成した熊野酸性火成岩類花崗斑岩の北岩体熊 野市寺谷地区周辺,および南岩体紀宝町浅里地区周辺の 陰影図に崩壊箇所を重ねたものである。北岩体では東西 方向に発達した谷筋に直交する南斜面での崩壊が見られ るのに対し、南岩体では南北方向に発達した谷筋に沿った 南斜面での崩壊が見られる。表-3.1は地質毎の崩壊箇所 数および1km²あたりの崩壊発生数を示したものである。 崩壊は熊野酸性火成岩類において全体の90%の発生が 見られ、そのうち花崗斑岩において80%以上を占めてい る。1km²あたりの崩壊発生密度を見ると、熊野層群では 0.1箇所/km²と低く, 熊野酸性火成岩類のうち流紋岩類 および花崗斑岩北岩体ではそれぞれ0.44箇所/km²,

表-3.1 地質毎の崩壊箇所数と1km2あたりの崩壊発生数

t t	也質	箇月	听数	割台	} (%)	箇所/km ²
de une seta tal.	花崗斑岩 (北岩体)	118		40.7		0.41
熊野酸性 火成岩類	花崗斑岩 (南岩体)	117	262	40.3	90.3	1.06
	流紋岩	27	1	9.3	1	0.44
熊野	盱層群	2	28	9	. 7	0.10



図-3.3 崩壊が見られた斜面の方向



表-3.2 崩壊前における斜面の水平断面形状

	地質	谷型斜面	尾根型斜面	直線斜面
At my what he	花崗斑岩 (北岩体)	62	0	56
熊野酸性火成岩類	花崗斑岩 (南岩体)	52	8	57
	流紋岩	13	3	11
熊	野層群	8	3	17
△乱	箇所	135	14	141
	割合(%)	46.6	4.8	48.6

0.41箇所/km²であるのに対し, 花崗斑岩南岩体において は1.06箇所/km²と崩壊の発生頻度が高い傾向が見られ る。図-3.3は崩壊が見られた斜面の方向を地質毎に示し たものである。崩壊斜面の方向のうち南東から南西にかけ ての南向き斜面における崩壊は、熊野層群では61%、熊野 酸性火成岩類の流紋岩類で74%,花崗斑岩南岩体で87%, 北岩体で80%と、いずれの地質においても南向き斜面に おいて崩壊が多く発生していたことが伺える。崩壊が確認 された地点の崩壊前の崩壊頭部付近の斜面勾配を,災害 発生前の平成18年における5mメッシュのDEMデータを 基に求めた結果を図-3.4に示す。崩壊地頭部付近における 崩壊前の斜面勾配は,熊野層群,熊野酸性火成岩類のう ち流紋岩類および花崗斑岩南岩体では30°~40°,花崗斑 岩北岩体では35°~45°における発生頻度が高く、花崗斑 岩北岩体と南岩体を比べると北岩体において5°~10°程 度急な斜面で崩壊が発生している。崩壊の誘因として,雨 水の谷筋への集中および地盤への浸透が考えられるため, 平成18年の5mメッシュDEMデータをもとに、鈴木 (1997)¹¹に基づき崩壊前における斜面の水平断面形状 を谷型斜面, 尾根型斜面, 直線斜面に分類し, その結果を 表-3.2に示す。崩壊地の斜面形状はいずれの地質において も,谷型斜面および直線斜面での発生が多く,尾根型斜面 の発生は5%と少ない傾向が見られた。

3.1 熊野酸性火成岩類花崗斑岩の崩壊状況

熊野酸性岩類花崗斑岩北岩体および南岩体の崩壊は, 写真-3.1に示すように表層から概ね5m程度で最大でも 10m以下の崖錐堆積物あるいは強風化層で発生してお り,すべり面はその下位の風化層あるいは新鮮岩との境界 付近にあると考えられる。また,崩壊地頭部の滑落崖にお いては,写真-3.2示すような数cmから最大1m程度のパイ ピング跡と思われる穴が確認され,このパイピング穴を 伝って降雨時に雨水が地盤内に供給されていたことが推 定される。周辺の湧水および渓流水の電気伝導度を測定 した結果では,どちらの岩体においても3~4µS/m程度と 低い値を示し,地盤内を通った雨水が直接時間をかけず に湧水として流出している可能性が考えられる。ここで,北 岩体および南岩体の崩壊状況を熊野市寺谷地区清水谷と 紀宝町大和田川源頭部について見てみる。



(a) 北岩体の崩壊状況(浅里地区)



(b) 南岩体の崩壊状況(神内地区) 写真-3.1 熊野酸性火成岩類花崗斑岩の崩壊状況

3.1.1 北岩体(熊野市寺谷地区清水谷)

図-3.5は熊野酸性火成岩類北岩体に位置する清水谷周 辺において,崩壊後の平成23年における三重県デジタル地 図の空中写真を示したものである。清水谷は寺谷地区を流 れる清水谷川に位置し,東西方向に延びた清水谷川と直交 する南向き斜面において崩壊が見られる。また,清水谷北 側の桑谷においても南向き斜面での崩壊を確認することが でき、この周辺においては谷筋と直交する南向き斜面にお いて崩壊の発生が見られる。写真-3.3は清水谷の崩壊状況 を示したものである。崩壊地の崩壊幅は20m程度,崩壊長 さは130m程度で,崩壊深は最大でも5m程度であった。崩 壊前の斜面勾配を平成18年のDEMデータより求めた結 果では、上部で40°程度、中腹部で35°程度であったが、崩 壊後の現地踏査の結果では,崩壊地内の崩壊面の勾配は 上部で55°程度,中腹部で40°程度となっていた。この地点 の崩壊は,弱い谷地形の源頭部急斜面で発生しており,頭 部滑落崖は現地踏査により地形の遷急線に相当することを 確認している。崩壊面は、一部崖錐堆積物を含むタマネギ 状構造を呈する強風化帯と,中硬質な中風化帯の境界面





写真-3.2 熊野酸性火成岩類花崗斑岩の崩壊頭部付近で 確認されたパイピング跡と思われる穴

に位置していた。また,崩壊地頭部付近の滑落崖の袖部で は,上述のようなパイピング跡と思われる穴が数箇所で確 認された。崩壊面付近から試料を採取し粒度試験および透 水試験を行った結果を表-3.3,図-3.6に示す。粒度試験の 結果,粗粒分が84%含まれ土質材料の工学的分類⁶⁾では (SF)に分類される細粒分質砂であった。また,室内透水試 験の結果,透水係数は3.4×10⁵m/secを示した。



図-3.5 崩壊発生後の清水谷周辺の空中写真



写真-3.3 清水谷における崩壊状況



土粒子密度(g/cm ³)	2.590		
約底	砂分(%)	シルト分(%)	粘土分(%)
松皮	84.44	9.46	6.10
透水係数(m/s)	3.40×10^{-5}		
	液性限界(%)	塑性限界(%)	塑性指数
17777777	NP		
分類	(SF)		



3.1.2 南岩体(紀宝町大和田川源頭部)

図-3.7は熊野酸性火成岩類南岩体に位置する大和田川 源頭部周辺において,崩壊後の平成23年における三重県 デジタル地図の空中写真を示したものである。小和田川で は源頭部から2km以上にわたって土石流が流下し,この土 石流により熊野川との合流地点付近の浅里地区において, 写真-3.4に示すような大きな被害をもたらした。写真-3.5 は源頭部付近の崩壊状況を示したものである。崩壊地源 頭部付近の崩壊幅は,上部が20m程度,下部が60m程度 で,崩壊頭部からの崩壊長さは300m程度あり,崩壊深は 2~7m程度であった。崩壊頭部付近では,この崩壊により 写真-3.6に示すような林道の流出被害を引き起こしてい る。崩壊地源頭部の斜面勾配は,崩壊前後とも上部が40° 程度,下部が約30°程度であった。崩壊面は,崩壊地上部 では一部タマネギ状構造を呈する強風化帯にあり,上部か ら中部にかけては強風化帯から中風化帯の境界面に位置 していた。また,崩壊地頭部の高さ約2mの滑落崖において 上述のようにパイピング跡が確認され,最大では約1.0mの ものも存在した。また,現地周辺では比較的新鮮と思われ岩 間にまさ化した強風化層が介在する箇所が確認されている ¹²⁾。現地の強風化層から試料を採取し粒度試験および透水 試験を行った結果を表-3.4,図-3.8に示す。粒度試験の結 果,粗粒分が74%含まれ土質材料の工学的分類⁶⁾では (SF)に分類される細粒分質砂であった。また,室内透水試 験の結果,透水係数は4.0×10⁶m/secを示した。



図-3.7 崩壊発生後の大和田川源頭部周辺の空中写真



写真-3.4 浅里地区の土石流による被害状況



写真-3.5 崩壊頭部付近の状況



写真-3.6 崩壊頭部付近の林道の被災状況





3.2 表層崩壊が見られた東紀州地域の降雨状況¹³⁾

粒径(mm)

図-3.8 崩壊面付近から採取した試料の粒径加積曲線

図-3.9は、三重県内の雨量観測点データを基に表層崩 壊が多数発生した東紀州地域周辺における平成23年9月 1日から4日までの累積降水量の分布を示したものである。 累積降水量は海側から西側の山間部に行くにしたがって 増加し、奈良県との県境付近では1,600mmを超えてい る。図-3.10は片川、大峪、中川における9月1日から4日ま での降水量を示したものである。累積降水量を見ると、い ずれも1,000mmを超えており、特に大峪では1,500mm を超える降雨が見られた。時間降水量を見ると、いずれの 地点も後期集中型の降雨を示し、9月3日夜から降水量が 増加し、9月4日2時~5時頃にかけ片川では106mm、大 峪では135mm、中川では78mmの最大時間雨量が観測 されている。最大時間降雨が観測されたこの時間帯の9月 4日午前3時10分には、NTTの通信サービスにおいて「熊 野市、御浜町ならびに紀宝町全域において固定電話およ 図-3.9 東紀州地域の累積降水量の分布



図-3.10 東紀州地域の9月1日から4日までの降水量

びインターネットが利用できない状況になっている。」との 報告がされている。また,表-3.5に示すような紀宝町周辺に おける各方面の聞き取りにおいても,紀宝町周辺での災害 報告は最大時間降水量を記録した時間帯に集中していた。

場所	報告内容	報告時刻
明和小学校	崩落あり	4:10:00
ひずえ小学校付近	住民救助	5:40
アサリ地区	崩落あり	6:25
寺谷公園	崩落で閉じ込められる	2時~3時

表-3.5 紀宝町周辺における9月4日の災害報告

3.3 表層崩壊と降水量との関係

最大時間降水量を記録し災害報告が集中した9月4日 午前3時から5時を対象に崩壊発生箇所と降水量の関係 について見てみる。図-3.11は午前3時から5時における時 間降水量の等降水量線図に崩壊発生箇所を重ねたもので ある。時間降水量が100mmを超える地域は、午前3時に 片川周辺で観測された後,午前4時には紀宝町から御浜町 にかけての地域で、午前5時には熊野市周辺で観測されて おり、時間降水量が100mを超える領域は時間とともに北 東側に移動している。崩壊発生箇所と累積降水量を比較 するといずれの時間においても累積降水量が80mmを超 える熊野酸性火成岩類花崗斑岩の領域において崩壊の発 生数が多くなっている傾向が見られる。図-3.12は午前5 時における累積降水量の等降水量線図に崩壊箇所を重ね たものである。崩壊発生箇所と累積降水量を比較すると累 積降水量が800mmを超える熊野酸性火成岩類花崗斑岩 の領域において崩壊の発生箇所数が多い傾向が見られ る。図-3.13は地質図に崩壊発生箇所および午前4時およ び5時における時間降水量80mm,累積降水量800mm のラインを重ねて示したものである。崩壊発生箇所が集 中する領域はおおむね時間降水量80mm,累積降水量 800mmの熊野酸性火成岩類花崗斑岩の領域にあると考 えられる。図-3.14は平成23年台風12号による東紀州地 域の各雨量観測点の9月4日までの最大時間降水量と累 積降水量の関係を示したものである。熊野酸性火成岩類 花崗斑岩では時間降水量80mm,累積降水量800mmを 超える雨量観測点と崩壊の発生箇所数が多い地点とは 概ね対応していると考えられる。ところで, 三木里, 銀杏 周辺では時間降水量80mm,累積降水量800mmを超 える範囲に入っているものの多数の崩壊は見られなかっ た。図-3.15に示す三木里の降水量を見ると、最大時間降 水量97mmを観測した9月4日午前5時における累積降水 量は564mmであり、時間降水量80mmを超える降雨が 見られた時間における累積降水量は800mmに達してい なかった。また、育生、神木周辺では時間降水量80mm、 累積降水量800mmを超えているものの周辺には多数の 崩壊は確認できなかった。この観測点周辺の地質を見ると、 熊野酸性火成岩類花崗斑岩ではなく熊野層群に位置して おり,地質的な違いが崩壊発生に影響を及ぼすことが考え られる。図-3.16は1950年からの三重県内の災害報告を 基に¹⁴⁾,災害発生時の最大時間降水量と累積降水量の関 係を,観測データが存在するアメダス尾鷲観測点の観測 値を基に取りまとめた結果である。その結果,時間降水量 80mm,累積降水量800mmを超える領域に入っている4



図-3.11 東紀州地域における時間降水量の変化

点はいずれも尾鷲市周辺において土砂災害発生の記録が 確認されたものとなっている。このうち尾鷲市周辺におい て大きな土砂災害が発生しその報告が行われている 1971年¹⁵⁾と、累積降水量が1,500mmに達するものの尾



図-3.12 午前5時における累積降水量の等降水量線図



(a) 午前4時まで



図-3.13 時間降水量80mm, 累積降水量800mmのライン

鷲市周辺における土砂災害の報告が確認できない1968 年について,アメダス尾鷲観測点の観測値を基に降水量の 比較を行ってみた。図-3.17に示すように,1968年では9 月25日から27日にかけて連続した降雨が見られ累積降水



図-3.14 雨量観測点の最大時間降水量と累積降水量の関係



図-3.15 三木里観測点における降水量



図-3.16 過去の三重県内の災害報告を基にした尾鷲観測点に おける最大時間降水量と累積降水量の関係

量は1,500mmに達しているものの,時間降水量は最大で も60mm程度であった。これに対し,土砂災害が発生した との報告がある1971年では,後方集中型の降雨で9月10 日に時間降水量が80mm超える降雨を記録し,累積降水 量は1,300mmに達している。これらの結果より,東紀州地 域のうち熊野酸性火成岩類花崗斑岩においては,累積降 水量800mmに加え時間降水量80mmを超える後方集中 型の降雨により,大きな災害に繋がる表層崩壊発生が多 発する可能性が考えられる。





図-3.17 1968年と1971年の降水量(尾鷲観測点)

4.おわりに

三重地域における平成23年9月に来襲した台風12号に よる土砂災害の調査研究において,東又谷,鍛冶屋又谷の 大規模崩壊,および尾鷲市から紀宝町にかけての東紀州 地域で見られた多数の表層崩壊を対象に,現地踏査,地 質,空中写真,DEMデータ,降水量などをもとに崩壊の特 徴について検討を行った。その結果を纏めると以下の通り となる。

①累積降水量が1,600mmを超える降雨が見られた多気 郡大台町東又谷および北牟婁郡紀北町紀伊長島区鍛 冶屋又谷において,崩壊高さが350mを超える大規模崩 壊の発生が見られた。両地点の地質は、東又谷は秩父帯 付加体に、鍛冶屋又谷は四万十帯付加体に位置し,崩 壊状況,規模において東又谷と鍛冶屋又谷で違いが見 られ、すべり面の状況は、東又谷では層状チャートと上 位の砂岩主体の付加堆積物の境界の「せん断された黒 色泥岩」沿いに形成されるのに対し, 鍛冶屋又谷では泥 岩において確認された流れ盤状の断層を境界に形成さ れた可能性が考えられた。東又谷, 鍛冶屋又谷における 現地踏査において, 崩壊面で見られるスラスト境界付近 で湧水が確認できるとともに, この湧水の電気伝導度を 測定した結果4~5µS/m程度と低く, 湧水は雨水が地 盤内の水ミチを伝って直接流出してきている可能性が考 えられた。このため, 今回の大規模崩壊は継続的な降雨 が長期間続いたことにより雨水が地盤内の水ミチを伝っ て多量に地下に供給され, これにより地盤内の地下水位 を大きく上昇させたことが誘因の一つと推定された。

- ②尾鷲市から紀宝町にかけての東紀州地域において多数 の表層崩壊ならびに土石流が発生した。崩壊が見られ た箇所と地質について調べた結果、いずれの地質も崩壊 斜面の方向は南東から南西にかけての南向き斜面の発 生頻度が高かった。崩壊箇所の地質を見ると熊野酸性 火成岩類において全体の90%の発生を占め、そのうち 花崗斑岩での発生が80%以上を占めていた。また, 1km²あたりの崩壊発生密度は、花崗斑岩南岩体におい て1.06箇所/km²と高い傾向が見られた。崩壊地頭部付 近における崩壊前の斜面勾配は,熊野層群,熊野酸性 火成岩類のうち流紋岩類および花崗斑岩南岩体で30° ~40°, 花崗斑岩北岩体で35°~45°と, 花崗斑岩北岩 体は他と比較して5°~10°程度急な斜面で崩壊が発生 していた。崩壊箇所の崩壊前における斜面の水平断面 形状は、いずれの地質においても谷型斜面および直線 斜面での発生が多かった。熊野酸性火成岩類花崗斑岩 において崩壊地の湧水や渓流水の電気伝導度を調べた 結果,北岩体,南岩体とも3~4µS/m程度と低い値を 示し, 地盤内を通った雨水が直接時間をかけずに湧水 として流出している可能性が考えられた。
- ③熊野酸性火成岩類花崗斑岩において、平成23年台風 12号および1950年からの過去の災害記録を基に降水 量と崩壊との関係について検討を行った結果、時間降水 量80mm、累積降水量800mmを超える後方集中型の 降雨により、東紀州地域の熊野酸性火成岩類花崗斑岩 において大きな災害に繋がる表層崩壊の発生が多発す る可能性が考えられた。

今回の調査研究報告は、平成23年台風12号による三 重県南部の土砂災害に絞って検討を行ったものである。近 年各地で豪雨による土砂災害が発生しており、今後は他 地域も含め地形、地質に加え降雨パターン、風力や風向等 も考慮に入れた検討をさらに行い、地域性を考慮に入れた 斜面崩壊要因について明らかにしていく必要があると考え ている。 最後に本調査研究の一部は、平成26年度三重県・三重 大学みえ防災・減災センター調査研究事業,和歌山大学 平成24-25 年度独創的研究支援プロジェクト,(財)レン トオール奨学財団,西日本旅客鉄道株式会社,および地盤 工学会関西支部,地盤工学会中部支部,関西地質調査業 協会,中部地質調査業協会の支援を受けて行われました。 また,現地調査およびデータ整理では、三重大学生物資源 学部土資源工学研究室の学生にお世話になりました。記し て感謝申し上げます。

参考文献

- 江種伸之,鍋島康之他:平成23年台風12号による和歌山県那智勝浦町における土石流災害,第47回地盤工学研究発表会,2012
- 2) 三田村 宗樹, 加藤 正司他:平成23 年台風12号による奈良県南部にお ける地盤災害の特徴, 第47回地盤工学研究発表会, 2012
- 3)三重県災害対策本部:平成23年台風12号による被害と対応状況について(47号),平成23年10月14日, http://www.pref.mie.lg.jp/KOHO/ HP/talas/NO47.pdf, (2015.1.5アクセス).
- 4) 阪口 和之, 片岡 泰他:台風12号で発生した三重県中央部秩父古生層分 布域の大規模崩壊の地形・地質的特徴-大台町東又谷の深層崩壊履歴-, 第49回地盤工学研究発表会, 2014
- 5)石川 昌幹,長谷川 謙二他:平成23年台風12号により発生した三重県大 台町東又谷の大規模崩壊の素因検討,第49回地盤工学研究発表会, 2014
- 6) 地盤工学会: 土質試験-基本と手引き-, 地盤工学会, 2001
- 7)相澤 泰造, 酒井 俊典他:2004年台風21号による三重県宮川村の土砂 災害, 日本地すべり学会誌, 47(1), 26-33, 2010
- 8)酒井 俊典,岡島 賢治他:平成23年台風12号により発生した三重県東 紀州地域の斜面崩壊の特徴,第49回地盤工学研究発表会,2014
- 9) 独立行政法人 産業技術総合研究所/地質調査総合センター:地質図表 示システム地質図Navi.
- 10)川上 裕, 星 博幸:火山-深成複合岩体にみられる環状岩脈とシート状 貫入岩:紀伊半島, 尾鷲-熊野地域の熊野酸性火成岩類の地質, 地質 学雑誌, 113(7), 296-309, 2007
- 11)鈴木 隆介:建設技術者のための地形読図入門,第1巻読図の基礎,古 今書院,1997
- 12) 酒井 俊典, 古根川 竜夫他:平成23年台風12号により発生した紀宝町 における土砂災害の状況, 第48回地盤工学研究発表会, 2013
- 13)古根川 竜夫, 酒井 俊典他:平成23年台風12号により発生した三重県 東紀州地域の斜面崩壊と降雨との関係, 第49回地盤工学研究発表会, 2014
- 14)津地方気象台HP:三重県における戦後の主な気象災害, http://www. jma-net.go.jp/tsu/common/kisyou-saigai.pdf(2015.1.5アクセ ス)
- 15)田端 茂清,市ノ瀬 栄彦:尾鷲土石流災害発生の要因について,新砂防, 86, 20-24, 1973



平成23年台風12号の豪雨による 奈良県南部地域の大規模斜面崩壊と 地形・地質

大阪市立大学大学院理学研究科 三田村 宗樹

1.はじめに

平成23年8月30日から9月4日にかけて西日本付近に 接近・通過した台風12号に伴う記録的な豪雨により,紀 伊半島の山地斜面では,多くの斜面崩壊が発生した。特に, 白亜紀付加体の四万十帯北帯から構成される熊野川流域 の山地斜面では,赤谷・長殿・宇井清水・天川坪内・野尻な どをはじめとする大規模な斜面崩壊が生じ,土石流化した 崩壊土砂の流出や,河道閉塞(16箇所)に伴う水位上昇・ 段波の遡上などによって大きな災害に至った。紀伊半島大 水害の奈良県内の人的被災状況の概要は,死者14名,行 方不明者10名,ピーク時避難世帯数359世帯に及んでい る^{1,2}。

筆者が参画する「想定外豪雨による地盤災害への対応 を考える調査研究委員会」(以下,調査研究委員会と記す) では,大規模斜面崩壊が発生した天川村坪内地区,十津 川村濁谷・野尻地区(図-1.1)において地表地質踏査を 行ってきた。

ここでは、大規模斜面崩壊地区の調査結果の状況をふ まえて、奈良県南部における大規模崩壊の主な地域の四 万十帯の付加体における地形・地質的な要因についてふ れることにする。



図-1.1 奈良県南部の主な大規模崩壊位置と地形 (国土地理院数値地図標高250mメッシュ(標高)を使用)

2.熊野川上流域の地形・地質概要

大台ケ原の山塊を源とし,西に和歌山側へ流れる紀ノ 川(吉野川)と東に三重側に流れる櫛田川の東西方向の河 川を境に,南側が紀伊半島となっている。紀伊半島の中央 部には標高1,915mの八経ヶ岳を最高峰として標高 1,000mを超える紀伊山地が広がっている。

紀伊山地の中央を南北に延びる大峰山脈には大普賢 岳,八経ヶ岳,釈迦ヶ岳などの標高1,700m以上の山稜が 連なる(図-1.1)。大峰山脈の東側にはその北端の高見山 から大台ケ原日出ヶ岳に至る南北に延びる台高山脈が延 びる。

一方,大峰山脈の西側には高野山から護摩壇山に至る 標高1,500m以上の高野-護摩壇山地が広がっている。こ のように,紀伊山地の主要部の山稜は南北方向の伸びを 示す。これは大峰山脈に沿うように中新統の大峰花崗岩質 岩が貫入しており,この影響を受けたものとみられる。南北 の主稜線から派生する尾根の多くは東西方向の伸びを示 し,紀伊半島に分布する四万十帯をはじめとする付加体地 層群の主要な地質構造に規制されて発達している。

紀伊半島を流れる紀ノ川(吉野川)・有田川・日高川・櫛 田川・宮川などの主要な河川系は,東西方向の流れを示し ている。紀伊半島で最も流域面積の広い河川系である熊 野川は,中流域で十津川・北山川に分かれ,大峰・台高山 脈・高野-護摩壇山地の間を流れる。このため,熊野川中流 域では,主稜線から河谷底まで数100mから1,000m近 い比高をなし,急峻な山地斜面を形成している。

奈良県南部地域の大規模斜面崩壊は54箇所認められ, そのうち45箇所が四万十帯地層群の分布地域で生じた¹⁾。 大規模崩壊が多く発生したのは,日高川帯(四万十帯北 帯)の白亜紀付加コンプレックスであり,特に大規模な崩 壊が集中している地層は,美山層³⁾(美山付加コンプレック ス⁴⁾)や花園層³⁾(花園付加コンプレックス⁴⁾)に相当する (図-2.1)。美山層は,地層の破断が著しいユニットで,泥 質混在岩層はチャート・緑色岩(玄武岩)のブロックを伴 い,特に破断が著しい^{3,4)}。花園層は,美山層とほぼ同時期 に形成された付加体であり,地殻のより深部に達したブ ロックがその後,梁瀬断層(スラスト)によって美山層よりも 北側に配置したものとされる³⁾。このため,花園層はより大 きなせん断変形を被り,頁岩は特に顕著な劈開面やせん 断面が発達している。

3.台風12号の降雨特性

紀伊半島における台風12号に伴う8月30日17時から



図-2.1 奈良県南部の主な大規模崩壊位置と地質分布 (地質図は産業技術総合研究所1/20万シームレス地質図⁵⁾ を使用。丸印は奈良県が示した「深層崩壊」位置を示す)

の総降水量は、広い範囲で1,000mmを超え、奈良県上北 山村にあるアメダスでは72時間雨量が1,652mm、総降 水量は1,808mmに達し、大台ケ原付近では解析雨量で 2,000mmを超えている。

降雨強度の推移(図-3.1)でもわかるように20~30 mm/時間の強い雨が2日以上も降り続くという状況で あった。降雨データが長期間に及ぶ上北山観測所の降雨 再現期間の解析結果では、12時間以下で10年程度と小 さいが、48時間以上では100年参考値(統計データが少 ない)を超えている⁶⁾。

積算雨量の最大値と最大時間雨量の最大値の分布域と ともに,大規模崩壊・土石流・洪水等の災害集中域を重ね 合わせたものを図-3.2に示す。奈良県南部の大規模崩壊 集中域は,積算雨量が1,000mm 程度以上の分布域には 入るものの,1,500mm以上の分布域とは重ならない⁷⁾。

紀伊半島は、台風12号の約40日前の平成23年7月17 日~19日に台風6号が西日本沿岸域を通過し、強い降雨 をもたらしている(図-3.3)。天川村九尾観測所では、台風 6号の通過時の48時間継続雨量は400mmに達し、この 年の5~7月の3ヶ月間雨量は1,100mmを上回り、過去 最大であった。台風12号の前に記録上最大の先行降雨が 生じていたことはこの地域の斜面安定にとって大きな要因 となっている。



図-3.1 上北山アメダスの台風12号による降雨の記録



図-3.2 解析雨量に基づく降雨分布と被害集中域7)



7月中旬から9月初旬の降雨記録⁸⁾





天川村冷や水地区は大規模斜面崩壊が生じ,河道閉塞 に至っている。この地区の解析雨量から土壌雨量指数を計 算し,6月17日から9月5日までの間の推移が示されている (図-3.4)⁸⁾。台風12号の降雨での土壌雨量指数の最大値 は330であり,警報値220を大きく上回っている。一方,台 風6号の降雨での最大値は210となり,この時点では注意 報値187を上回っている。このような傾向は,十津川村長 殿濁谷でも示されている⁹⁾。冷や水においては,地元住民が この斜面の湧水を従前から利用していたが,7月末頃から 湧水が止まったとのことで,すでに台風6号の降雨でかな りの不安定化が生じていたと指摘される⁸⁾。つまり,土壌雨 量指数が注意報値を上回る状況では、これらの地域の山 地斜面はすでに斜面変動を生じる状況にあるとみられる。

4.大規模崩壊地の地形特性

国土地理院から公開されているレーザープロファイラー (LP)計測5mメッシュDEMを用いて,斜面傾斜角分布図 を作成した。十津川北部の主要地域の斜面傾斜分布図を 図-4.1に示す。各崩壊地主要部の上部における斜面傾斜 は20度前後からそれ以下の比較的緩やかな斜面を形成し ており,その下方では、40度を上回る急傾斜をなす斜面が 存在し、箇所によっては、下方にステップ状に繰り返される 斜面形状を示す。赤谷・火ノ瀬山では斜面傾斜角が二重の 緩急変化を示し、尾根の稜線が二重稜線を示すことが明 確にわかる。すでに、1mメッシュDEMでの地形特性の評 価の概要は報告されているが¹⁰⁾、5m DEMにおいても大 規模崩壊域での重力滑動に伴う斜面変動の状況は読み取 れる。

さらに、この5m DEMに対して、エッジ検出や先鋭化処 理に用いられる二次元ウェーブレット解析を行って明瞭な 尾根と谷や地形段差を強調させて示したものを図-4.2に 示す¹¹⁾。明瞭な尾根と谷が交互に繰り返されて、起伏に富 んだ斜面をなす主な領域は概ね南向き斜面を形成してい る。これらの斜面は、全般的な地質構造が北傾斜を示す四



図-4.1 十津川流域の大規模崩壊主要地域の地形傾斜分布¹¹⁾ (国土地理院5mメッシュDEMを使用)

万十帯地層群との関係から,受け盤斜面となっている。明 瞭な谷が刻まれ,谷密度が高い状態にあることは,これら の斜面では,降水は表流水として流下しやすい領域である とみられる。これに対して,北向き斜面では明瞭な谷の密 度は相対的に低い。さらに,大規模な崩壊が生じた領域は, 深い明瞭な谷がほとんど刻まれておらず谷密度は低い。つ まり,崩壊域の斜面では降水の地下浸透は容易に生じ,表 面流出は受け盤の領域となる南斜面に比べ低い状況にあ るといえる。

以上から,崩壊域の斜面では,斜面変動が徐々に生じ, 変動域の岩盤上部の緩みが大きいため,雨水浸透が起こ りやすかったのに加えて,谷の形成が未発達で雨水の表面 流出が少なかったので,斜面変動域の岩盤内に地下水滞 留が生じやすい状況が存在していたとみられる。

5.大規模崩壊斜面の付加体の地質

調査研究委員会の奈良班では、大規模斜面崩壊が発生 した天川村坪内地区、十津川村濁谷・野尻地区において地 表地質踏査を行った^{12,13)}。それらの調査結果の概要を示 し、崩壊要因としての付加体の地質について述べる。

5.1 天川村坪内地区

天川村坪内地区では3箇所で大規模崩壊が発生した。3

箇所のうち,最も下流側の冷や水の崩壊によって,天ノ川 が河道閉塞を生じ,10mにも及ぶ水位上昇が崩壊直後に 起こり,坪内の集落では住宅の多くで,1階部分が水没す るまでに至った⁶⁾。その後,天然ダムの決壊によって,湛水 は3時間程度で解消したが,流域に大きな浸水被害をもた らした。

天川村坪内地域の花園層は,全般に顕著なせん断作用 を受け,特に凝灰岩層・赤色頁岩層,頁岩優勢層はそれが 顕著でメランジュ相を形成している(図-5.1)。これらのせ ん断構造は,大陸縁辺部での付加作用を受けた際に形成 されたものとされる⁴⁾。上位・下位のユニットの境界付近は こつのスラストシートの境であり,逆断層が存在するもの とみられる。また,これらの付加作用にともなって生じた覆 瓦構造を大きく撓ませる北東-南西方向の軸を持つ褶曲構 造が本地域には認められる。九尾から坪内谷にかけての伸 びる向斜軸は,地形的にも天ノ川の谷部に位置し,強い変 形を被っている。また,冷や水崩壊地の東側の天ノ川沿い に分布する玄武岩層の周辺部分は特にせん断構造が顕著 で,小断層が多数存在する。

天川村坪内地域の3箇所の大規模斜面崩壊域は、いず れも花園層の玄武岩層・玄武岩質凝灰岩層・頁岩層の分 布範囲で、二つのユニット境界に近く、向斜軸近傍の両翼 に位置する斜面で、構造変形を顕著に被った地域であるこ とがわかる。このような向斜構造が存在するため、3つの斜



図-4.2 崩壊前の国土地理院5mメッシュDEMデータのウェーブレット解析による 明瞭な尾根・谷の抽出結果と線状凹地・ステップ状地形の判読結果¹¹⁾



図-5.1 天川村坪内地区の地質図¹²⁾ (地形図は国土地理院2万5千分の1地形図「南日裏」を使用)

面の傾斜方向は異なるものの,いずれの斜面もおおむね流 れ盤に近い斜面となっている。今回の斜面崩壊の前の地形 にも斜面変動地形が認められることから,上記の地質構造 を素因として,斜面不安定化が以前から生じていたとみら れる。

5.2 十津川村長殿濁谷地区

長殿濁谷地区の崩壊は標高900m付近の濁谷谷頭斜 面から標高650m付近までが主要な崩壊域となり,崩壊 した土砂は,その下流の谷沿いを土石流となって流下し た。谷筋が屈曲する箇所では,屈曲部の小さな尾根を一部 の土砂が越流している。濁谷地区の熊野川のやや下流に 位置する大崩地区の崩壊が先行して生じており,熊野川が 河道閉塞状態になり,上流側の河川水位がかなり上昇し た状態の中に,濁谷から土石流が流下し,これによって熊 野川上流へと段波が遡上し,上流に位置する長殿発電所 が被災した⁹⁾。

長殿濁谷の崩壊主要部は,破断の著しい頁岩優勢の砂 岩頁岩互層から構成される(図-5.2)。濁谷の方向は,崩 壊地冠頭部で認められる東西あるいは東北東-西南西の 数条の断層によって特に破砕・変形が著しく(写真 -5.2.1),冠頭部の北部には,すべり面とみられる緩やかに 撓む面が露出し,すべりは発達した破断面や断層面を利用 して発生しているとみられる。北側滑落崖には北西走向40 ~50度南西に傾斜する(流れ盤をなす)破砕部が認めら れ,幅2m程度で褐色化しており,湧水が確認された(写真 -5.2.2)。一方,濁谷上部に対して,標高650m付近より下 方には,珪質砂岩頁岩互層や砂岩層が分布し,崩壊域主 要部に比べて硬質な岩体で構成され,崩壊主要部の下限 をなしている。このような硬質で比較的割れ目の少ない岩





盤が斜面下部に存在することによって,斜面上部に地下水 が滞留しやすい状況となっているものとみられる。

5.3 十津川村野尻地区

野尻地区の崩壊域は小原谷源頭部斜面の標高780m 付近の尾根部から標高550m付近まで分布し,土砂は 十津川河床面の標高210mまで土石流となって流下し た。この影響で,小原谷対岸にあった民家が被災し,犠牲 者が出た。

十津川村野尻小原谷の崩壊地の崩壊主要部は,美山 層³¹(あるいは竜神付加コンプレックス⁴¹)に相当する緑色 岩を含む破断の著しい泥質混在岩から構成され(図-5.3), 地層中に介在する劈開面やせん断面の状況から崩壊域主 要部は流れ盤を呈している。崩壊域主要部の冠頭部付近 は砂岩泥岩互層が尾根部に確認でき,崩壊主要部を占め る泥質混在岩とは逆断層で接するとみられ,断層運動に伴 う破砕・せん断作用を被った領域にあたる。一方,崩壊域 主要部の下方には,露出幅200m以上の緑色岩の大きな ブロックが存在している(写真-5.3.1)。この緑色岩ブロッ クは崩壊地内で急崖をなす硬質な岩盤で,周辺の岩体に



写真-5.2.1 濁谷崩壊地冠頭部に露出した破断の 著しい左岩頁岩互層



写真-5.2.2 濁谷冠頭部北側滑落崖の露岩状況と湧水 (緩やかに撓む破断面が多数認められ,破砕部の傾斜角が 大きくなる箇所周辺で湧水が認められる (写真下部の黒色部〜褐色部))

比べ透水性の低い部分である。この緑色岩ブロックによっ て崩壊主要部である破断の著しい泥質混在岩内の地下水 は滞留しやすい状況となっているものとみられる。

6.大規模斜面崩壊に関わる付加体 の地質構造

付加体形成に伴って、ユニット境界のスラストや新第三 紀以降の構造運動に伴う断層などの断層破砕帯が形成 され、大規模崩壊に関与しているとされる¹⁴⁾。これらはい ずれも、岩盤内に雨水浸透を容易にさせる地質素因として 働く。

破断の著しい泥質混在岩層や頁岩優勢砂岩頁岩互層 を見ると多くの場合,破断した砂岩や緑色岩やその破砕物 が散在しながら数m~数10mのレンズ状・イモ状の構造



写真-5.3.1 野尻地区の崩壊主要域下限をなす緑色岩ブロック

をなしている。その大きなものでは、数100m~kmオー ダーで、地質図上に示すことができるものまである。これは メランジュと呼ばれる付加体を構成する破断の著しい地層 の構造であるが、上記の大規模な崩壊で滑落崖に露出す るすべり面とみられる破断面は、メランジュにみられるレン ズ状の配列構造に規制されて、緩やかに撓む波状のすべり 面が形成されている(写真-5.2.2)。

大規模な崩壊に至る前にすでに,斜面内部では不安定 化が進み,斜面変動が徐々に繰り返されていることは,従 来から指摘されており,それは地形にも表れている¹⁰。メラ ンジュ内のこのような配列に沿ってすべり面形成が進むと, 平滑で単一の平面からなるすべり面ではなく,撓みを持っ た面に沿って,いくつものすべり面が複合しながら,岩体が 変位してゆくものとみられる。図-6.1に示すように,撓みを 持つ破断面を境にその上位の岩盤が動くと,傾斜角が大き くなる箇所周辺では,緩みが発生しやすくなり,地下水の 流動が生じやすい状況が生まれる。

変動域の上部は引張の場となりやすいので, このような 亀裂は上方に拡大し, 開口型の亀裂は地表部に波及して ゆくことで, 地表からの雨水の地下浸透を促進させる状況 を生み出す。

一方,斜面下部には,斜面上部からの堆積土砂や旧崩 積土が堆積していることが多く,これらは地下に浸透した 水の流出を阻害する要因として働く。また,長殿濁谷や野 尻の地区のように,斜面下部に硬質で割れ目の少ない難 透水性岩体が存在する場合も,上方の斜面に地下水を滞 留させる状況を生み出す。天川村坪内地域においても天ノ 川谷部あいには広く硬質な緑色岩が分布し,谷の下方で 地下水の流出が起こりにくい状況が存在している。そのほ か,開口亀裂から雨水と共に流入した土砂の細粒分は,開



図-6.1 メランジュ内におけるすべりと岩盤の緩み域

口亀裂の末端部や狭窄部に堆積し, 亀裂を塞ぎ, 流出を阻 害する方向に寄与する。これらはいずれも斜面下部の領域 で生じる地下水流出阻害要因であろう。

7.まとめ

以上のように、付加体の破断の著しい岩体に一般的に みられる破断岩塊の配列に沿っていくつものすべり面が介 在しながら、徐々に生じる斜面変動に伴って斜面上部で は、雨水浸透が促進される状況が生まれ、斜面下部では、 旧崩積土が覆うほか、流動阻害要因となる硬質で難透水 性の岩体ブロックの存在や、流入細粒土砂による開口亀裂 閉塞などの地下水流出阻害要因が存在する。これらの要 因で、斜面内の水収支は、流入が大きく、流出が小さい、収 支バランスが崩れた状況にあり、短時間の集中豪雨では大 きな不安定化には至らないが、比較的強い雨が台風12号 のように長時間継続すると崩壊域内の地下水滞留が助長 され、斜面下部には大きな水圧が働くようになり、崩壊に 至るものとみられる。

参考文献

- 1)奈良県:紀伊半島大水害の被害状況及び救援・支援活動状況(全体概要). http://www.pref.nara.jp/secure/72668/240224gaiyou.pdf, 2012.
- 2)深層崩壊研究会:平成23年紀伊半島大水害深層崩壊のメカニズム解明 に関する現状報告,奈良県,40p.,2013.
- 3)日本地質学会:日本地方地質誌,近畿地方,145-149,2009.
- 4) 紀州四万十団体研究会: 紀伊半島における四万十付加体研究の新展開, 地学団体研究会, 専報59, 295p., 2012.
- 5) 産業技術総合研究所: 20万分の1シームレス地質図, https:// gbank.gsj.jp/seamless/, 2011.

- 6)地盤工学会ほか:平成23年台風12号による紀伊半島における地盤災害 調査報告書,201p.,2011.
- 7)平井孝治、大石哲、飯田智之、高尾秀之、伊藤修二、三田村宗樹:平成23年台風第12号による紀伊半島豪雨の特徴、第48回地盤工学研究 発表会講演論文集、2063-2064、2013.
- 8) 平井 孝治, 大石 哲, 江種 伸之, 高尾 秀之, 伊藤 修二, 三田村 宗樹:先 行降雨の影響を含めた平成23年台風第12号による紀伊半島豪雨の特 徴. 第49回地盤工学研究発表会講演論文集, 1781-1782, 2014.
- 9)伊藤修二,平井孝治,高尾秀之,高橋真弘,江種伸之,三田村宗樹: 長殿発電所の被災状況と降雨特性.第49回地盤工学研究発表会講演 論文集,1783-1784,2014.
- 10) 千木良 雅弘: 深層崩壊-どこが崩れるのか-, 近未来社, 231p, 2013.
- Mitamura, M., Tochimoto, Y., Uto, H., Asahina, T., Thoda, J., Murahashi, Y., Okajima, S., Yamashita, D., and Kato, T.: Geologic and Geomorphologic Features on Groundwater Situation of Large Scale Landslides induced by Typhoon 1112 (Talas) in Nara Prefecture, Japan. Proc. Int. Symp. on GIS-IDEAS 2014, S-2A, 1-4, 2014.
- 12) 三田村 宗樹, 村橋 吉晴, 栃本 泰浩, 宇都 秀幸, 宇都 忠和, 山下大輔: 大規模斜面崩壊の地質的背景-平成23年台風12号による奈良県吉 野郡天川村坪内地区の斜面災害-. 第48回地盤工学研究発表会講演 論文集, 2069-2070, 2013.
- 13) 三田 村宗樹, 宇都 忠和, 栃本 泰浩, 東田 淳, 宇都 秀幸, 村橋 吉晴, 岡島 信也, 山下 大輔, 加藤 智久, 松村 法行:大規模斜面崩壞の地質 的背景-平成23年台風12号による奈良県十津川村濁谷・野尻地区の 斜面災害-. 第49回地盤工学研究発表会講演論文集, 1813-1814, 2014.
- 14)木村 克巳:平成23年台風12号で発生した大規模斜面崩壊の素因,第
 48回地盤工学研究発表会,2067-2068,2013.

平成23年台風12号による 和歌山県の土砂災害

和歌山大学システム工学部システム工学科(環境科学メジャー) 江種 伸之

1.はじめに

平成23年台風12号による和歌山県内の地盤災害の多 くは南部の紀南地方で発生した。特に,日高・西牟婁地域 で深層崩壊を含む大規模斜面崩壊,東牟婁地域で表層崩 壊・土石流が多発したことに特徴がある。また,6河川11箇 所で破堤が確認されており,護岸損壊などを含めた河川災 害は1,000箇所以上に上る。本稿ではこのうち土砂災害に 焦点を絞り,これまでの調査研究で得られた知見のうち, 地質ごとの土砂災害の特徴および土砂災害と雨量との関 係について述べる。

2.地質特性^{1),2)}

図-1に和歌山県南部(紀南地方)の地質と土砂災害発 生地点(調査地点のみ)を示す。紀南地方の調査対象域は, 大きく四万十帯(日高川層群,音無川層群,牟婁層群),熊 野酸性火成岩類,熊野層群・田辺層群の3種類の地質から 成る。

四万十帯は、海洋プレートが大陸プレートの下に沈み込 む際に海洋プレート上の堆積体が大陸側へ付加されるこ とでできた付加体で、紀伊半島の大部分を占める。海洋プ レートが沈み込む際にプレート上の堆積体は著しい変形 を受け、種々の岩石が混在する混在岩ができ、また断層の 上盤がずり上がった大規模逆断層が形成されるなど、複 雑な地質構造を示す。四万十帯は形成された年代が古い ほうから日高川層群(7,000~6,000万年前)、音無川層 群(6,000~5,000万年前)、牟婁層群(5,000~2,000 万年前)に区分される。

熊野酸性火成岩類はマグマからできた火成岩体で,花 崗斑岩を主岩体として紀伊半島南東部に分布する。花崗 斑岩ではマグマ冷却時の体積収縮でできたと考えられる 柱状節理が発達し、この節理の割れ目に沿って風化が進 みやすい。風化はタマネギ状に進み、角の取れた風化コア ストーンが形成される。また、一部の地域には流紋岩質火 砕岩の噴出岩体および流紋岩・流紋岩質火砕岩の岩脈が 存在する。流紋岩質火砕岩は主に塊状岩質であるが、所々 に熊野層群を取り込んだ部分もみられる。また、平滑な岩 盤を形成しやすい特性をもつ。なお、熊野川水系北山川の 九重(新宮市熊野川町)付近には大峯花崗岩質岩類の一 部である貫入岩体(花崗斑岩、石英斑岩)、紀伊半島最南 端の潮岬や大島(串本町)には潮岬火成複合岩類(玄武岩、 流紋岩、はんれい岩)が分布する。

熊野層群・田辺層群は、大陸棚から陸棚斜面に堆積し た礫岩、砂岩、泥岩からできた堆積体が陸化したものであ る(前弧海盆堆積体)。この堆積岩体は地層の初生層序が 良く保存されており、泥ダイアピルによってできた泥質角礫 岩などがみられるが、付加体のような著しい岩体の乱れは 少ない。また、山腹斜面の傾斜は火成岩体の熊野酸性火 成岩類ほど急峻ではない。なお、熊野層群は東牟婁地域に 分布する堆積岩体、田辺層群は西牟婁地域に分布する堆 積岩体の層群名である。

3.和歌山県南部(紀南地方)の土砂災害

和歌山県南部の紀南地方においては,四万十帯が分布 する日高・西牟婁地域で深層崩壊を含む大規模斜面崩壊, 熊野酸性火成岩類や熊野層群が分布する東牟婁地域で 表層崩壊・土石流が多発しており,崩壊形態は地質と密接 に関係している。ここでは,中部地質調査業協会が関連団 体と編成した平成23年台風12号による紀伊半島におけ



図-1 和歌山県南部(紀南地方)の地質と土砂災害発生地点(調査地点のみ)

る地盤災害調査団や「想定外」豪雨による地盤災害への対応を考える調査研究委員会,さらには和歌山大学平成 24-26年度独創的研究支援プロジェクトの調査研究結果 ³⁾⁻²⁰⁾に基づいて,地質ごとに土砂災害の特徴を述べる。

3.1 日高·西牟婁地域の大規模斜面崩壞³⁾⁻¹⁰⁾

日高・西牟婁地域では,清川(みなべ町),三ツ又(田辺 市龍神村),伏菟野(田辺市),皆地(上平治),三越(奥番) (田辺市本宮町),真砂(田辺市中辺路町),深谷(田辺市),





写真-1 日高・西牟婁地域の崩壊地 (上:伏菟野(2011年撮影),中:三越(奥番)(2011年撮影), 下:熊野(2012年撮影))

熊野(田辺市)で大規模な斜面崩壊が発生した(写真-1)。 平成23年台風12号では、四万十帯の分布域で大規模斜 面崩壊が数多く発生しており、その中で調査した8地点は 地形・地質の観点から大きく2つに分類できる。

3.1.1 日高川層群·音無川層群

調査地のうち,三ツ又は日高川層群,清川,伏菟野,皆 地(上平治),三越(奥番)は音無川層群の分布域に位置す る。調査地の中で日高川層群分布域に唯一ある三ツ又で は,近接する複数のスラストの影響を受けた強い剥離性を 示す頁岩層が,層理面の流れ盤に沿って崩壊したと推察さ れる。音無川層群の分布域にある伏菟野と三越(奥番)で はスラストとこれに伴う破砕帯の存在が確認されている (写真-2)。これら破砕帯や破砕帯付近の泥質岩が水分を 含んで軟弱化し,破砕帯がすべり面となって大規模な斜面 崩壊が発生したと推察される。清川は高角度の傾斜を持つ 層理面が潜在的に存在してすべり面を形成し,地下水位 の上昇により崩壊したものと推察される。皆地(上平治)は スラストの破砕帯に加えて,低角に貫入した石英斑岩岩脈 の下底面がすべり面となって大規模な斜面崩壊が発生し た数少ない例と言える。



写真-2 崩壊斜面のスラストと破砕帯 (三越(奥番),2012年撮影)

このように日高川層群と音無川層群の分布域では、スラ ストやスラストに伴う破砕帯、あるいはスラスト近傍のせん 断構造が発達した場所で崩壊が発生していた。日高川層 群は7,000~6,000万年前、音無川層群は6,000~ 5,000万年前に形成された古い付加体であり、著しい変 形を受けた泥質混在岩などが分布すること、大規模なスラ ストと派生する断層に伴う破砕帯が存在すること、および これらが地下深部にまで達していることが特徴である。こ れらは脆弱部としてだけでなく、地下深くまで雨水を浸透 させる水みちにもなる。結果として、地下深部の間隙水圧 が上昇することになり、大規模な崩壊が引き起こされたと 推察される。



写真-3 節理の発達する層理面の流れ盤 (熊野, 2012年撮影)

3.1.2 牟婁層群

四万十帯分布域にある調査地の中で真砂, 深谷, 熊野 は牟婁層群の分布域に位置する。これら3箇所は, 地層の 傾きと山腹斜面の傾きが同じ方向の流れ盤となっており, 平成23年台風12号の豪雨により風化帯や古い崩積土が 水分を多量に含み, 流れ盤に沿ってすべり崩壊が発生した と推察される。このうち, 和歌山県内の崩壊地で最も規模 の大きかった熊野では, 流れ盤構造(写真-3)の上部に砂 岩泥岩の風化物と崩積土が厚く堆積していたことに加え て, 崩壊斜面周辺で断層破砕帯の存在が確認されており, その走向・傾斜から崩壊地を通過する断層が想定される。 これら, 流れ盤, 旧崩壊地の分布, および断層破砕帯の分 布が大規模な崩壊の素因になったと推察される。

牟婁層群は5,000~2,000万年前に形成された四万十 帯の中では最も新しい付加体であり、大規模な褶曲構造 を特徴とする北部とブロック構造が主体となる南部に区分 される。また、南北ともにスラストは発達しておらず、地層 の初生層序がよく保存されていて、泥質混在岩は認められ ない。このような牟婁層群は、古い付加体である日高川層 群や音無川層群ほど変形していない。しかし、大規模な褶 曲は節理やせん断構造を発達させるので、風化が進み地 質に脆弱部ができる。また、大規模な褶曲構造は山腹斜面 と地質の傾きが同じ流れ盤の形成にもつながる。このこと から、平成23年台風12号による牟婁層群分布域の崩壊 地は大規模な褶曲構造のある北部地域に集中したと推察 される。

3.2 東牟婁地域の表層崩壊・土石流^{3),9)-19)}

東牟婁地域では,熊野川流域(新宮市,新宮市熊野川 町),木ノ川・佐野(新宮市),那智川流域(那智勝浦町),お よび色川(那智勝浦町)で表層崩壊と土石流が多発した (写真-4)。この地域の地質は,熊野酸性火成岩類(花崗斑 岩,流紋岩,流紋岩質火砕岩)と熊野層群で構成される。こ こでは,熊野酸性火成岩類の花崗斑岩と流紋岩質火砕岩, および熊野層群に分けて土砂災害の特徴を述べる。



写真-4 東牟婁地域の崩壊地 (上:那智川流域・ 金山谷川 (2011年撮影),中:熊野川流域・南桧杖 (2011年撮影), 下:色川・口色川 (赤畠谷) (2012年撮影))

3.2.1 熊野酸性火成岩類(火成岩体)

熊野酸性火成岩類の主岩体である花崗斑岩は柱状節 理が発達し、この節理の割れ目に沿って風化が進みやすい (写真-5)。また、花崗斑岩分布域は熊野層群に比して急峻 な地形であるのに対し、熊野層群分布域はやや緩斜面を なして安定している(図-2)。このような地形・地質条件を 反映し、この地域の表層崩壊の多くは花崗斑岩分布域で 発生した。これらの崩壊地の多くでは谷筋の緩傾斜部分に 崩積土(旧土石流堆積物)が堆積しており(写真-6)、これが



写真-5 花崗斑岩の露頭(熊野川流域 三重県側)





表層崩壊による土砂とともに土石流化していた。また,谷筋 に残る崩積土が再び流動化して土石流になった例(渓床不 安定土砂の流動化)もみられる。図-3は那智川流域の土地 条件図であるが,これを見ると今回土石流が発生した渓流 の多くは山麓堆積地形であり,これが旧土石流堆積物と思 われる。すなわち,平成23年台風12号で土石流が発生し た渓流では,過去においても土石流が発生し,谷筋の緩傾 斜部に崩積土として残存していたと推察される。

なお,調査地の中で色川の口色川・福地谷で発生した土 石流では,土石流の流路となった花崗斑岩分布域に複数 の断層破砕帯があり,谷地形の変換点になっていた。源頭 崩壊地には南北性および東北東-西南西の断層破砕帯が 存在する(写真-7)。これらの破砕帯は風化が進行し, 脆弱 化したゾーンを形成していた。このため, これらの破砕帯が 素因となり, 崩壊に至った可能性が推察される。口色川・ 福地谷の西に隣接する大野川においても, 源頭部に断層 破砕帯が存在する可能性が高い。このほか, 新宮市高田口 では, 断層破砕帯が素因となった花崗斑岩の崩壊地が見 つかっている。また, 熊野那智大社裏の土石流現場では, 崩壊源頭部において断層に伴う粘土質変質帯が確認され, これが遮水帯となった可能性が推察される。このように花 崗斑岩分布域の崩壊においても, 岩体内部の地質構造が 崩壊の大きな要因になっている可能性が示唆されるため, 今後検討を進めていきたい。

最後に、数多くの土石流が発生した那智川流域の中で も長谷川流域の土石流の規模は他と比べると小さかった。 長谷川流域では、那智川水系の他の流域と比べて熊野層 群の分布域が比較的上流まで及んでいて河床勾配が緩い (図-2)。このため、沢沿いに堆積している花崗斑岩の巨礫 が土石流の供給源になったが、河床勾配が緩いことから大 規模な土石流にならなかったと推察される。







図-3 那智川流域の土地条件と土石流跡の3D表示 (土地条件図:数値地図25000(土地条件)(配色を一部変更), 標高:10m数値標高モデル(DEM), 河川:国土数値情報(流路(線))



写真-7 崩壊源頭部の断層破砕帯 (口色川・福地谷, 2014年撮影)



写真-8 那智川水系長谷川左岸の崩壊斜面 (2012年撮影)

3.2.2 熊野酸性火成岩類(流紋岩質火砕岩)

熊野酸性火成岩類の主岩体は花崗斑岩であるが,一部 には流紋岩質火砕岩の噴出岩体および流紋岩・流紋岩質 火砕岩の岩脈が存在する。調査地の中では,那智川流域の 長谷川,色川地区の口色川・赤畠谷と樫原で,流紋岩質火 砕岩を源頭部とする表層崩壊・土石流が発生した。

長谷川の中流付近では、左岸の支川で比較的規模の大 きな崩壊が発生したが、ここは流紋岩質火砕岩の分布域 であり、山腹斜面の崩積土が崩れたものである(ただし、図 -2ではシームレス地質図を使用しているため、崩壊源頭部 の地質は流紋岩質火砕岩ではなく花崗斑岩となってい る)。崩壊土砂の一部は斜面内にとどまっているが、崩壊斜 面下方では平滑硬質な岩盤が露出している(写真-8)。流 紋岩質火砕岩は主に塊状岩質であり、平滑な岩盤を形成 しやすい特性を持つ。すなわち、崩積土が流出して岩盤部 分が露出した長谷川流域の崩壊跡は、流紋岩質火砕岩の 地質特性を良く表したものといえる。

これに対して,同じ流紋岩質火砕岩の分布域で源頭崩 壊した色川の樫原においては,流紋岩質火砕岩分布域の 脆弱化した変質帯と新鮮岩盤の境界付近で崩壊が発生し



写真-9 色川・樫原の崩壊源頭部 (左が新鮮岩盤,右が脆弱化した変質帯,2012年撮影)



写真-10 節理の発達した熊野層群の流れ盤 (九重, 2013年撮影)

た(写真-9)。また、口色川・赤畠谷においては、流紋岩質火 砕岩と熊野層群(泥岩)の境界部で崩壊が発生しており、 熊野層群の泥岩には断層破砕帯が存在し、粘土化した熱 水変質帯が形成されていた。このような地質境界付近の断 層破砕帯や粘土化した熱水変質帯の存在は、花崗斑岩と 流紋岩質火砕岩から供給された地下水を遮断することも あり、この影響で山側の間隙水圧の上昇を招き、崩壊に 至った可能性が推察される。他の地域においても、火成岩 体と堆積岩体の境界付近では断層破砕帯や粘土変質帯 の存在が十分考えられるため、火成岩体と堆積岩体の境 界付近で発生する崩壊機構の例として色川の樫原と口色 川・赤畠谷は注目に値する。

3.2.3 熊野層群

熊野層群分布域で発生した土砂災害は, 熊野酸性火成 岩類より数が少なく, 崩壊規模も全体的に小さい。調査地 の中で自然斜面に限れば熊野川流域の九重と口高田の2 箇所だけである。ただし, 数少ない事例ではあるが, 崩壊斜 面の背後に火成岩体や火成岩脈が分布すること, および 崩壊斜面が層理面の流れ盤を呈することが両者に共通し ている(写真-10)。九重では大峯花崗岩質岩類の貫入が 見られ、口高田では周囲を熊野酸性火成岩類に囲まれた 熊野層群分布域に位置している(図-1)。この地域の火成 岩体は、1,500~1,400万年前のマグマ活動により、マグ マが付加体や堆積岩体を突き抜けて形成されたものであ る。このような地質形成過程の影響を受けて、熊野酸性火 成岩類や大峯花崗岩質岩類に近い位置にある熊野層群の 泥岩優勢層では節理が発達していることが多い。また、流



写真-11 崩壊斜面の断層破砕帯と熱水変質帯 (口高田, 2014年撮影)



図-4 九重の土石流跡と地すべり地形の3D表示 (地質:20万分の1日本シームレス地質図(配色を一部変更), 標高:10m数値標高モデル(DEM),河川:国土数値情報 (流路(線),地すべり地形:地すべり地形分布図データベース)



写真-12 崩壊地上部の地すべり地形 (口高田, 2014年撮影)

れ盤を呈する場所では,層理・節理が発達し,緩み域が形 成され,表層が不安定化していることも多い。すなわち,1) 背後に火成岩体や火成岩脈の貫入があること,および,2) 流れ盤を呈していることが,熊野層群分布域の崩壊しやす い斜面の特徴といえる。なお,九重は河川の攻撃斜面にあ たり(図-1),斜面末端の浸食により熊野層群表層の緩み 域を助長している可能性が高い。一方,口高田では斜面下 部に断層破砕帯や熱水変質帯が確認されている(写真 -11)。ここでは,九重とは異なり,これら断層破砕帯や熱水 変質帯が斜面下部の小崩壊を招くと共に斜面上部の表層 の緩み域の助長の要因になっている可能性が推察される。

なお, 熊野層群は地すべりの多い地層であるが, 九重の 土石流跡と地すべり地形(防災科学技術研究所)を地理情 報システム(ESRI社ArcGIS)で重ねてみると, 土石流が地 すべり地形内で発生していることがわかる(図-4)。また, 口 高田でも崩壊が地すべり地形内で発生していることが現場 で確認されている(写真-12)。これら熊野層群分布域で地 すべり地形を呈している場所は, 流れ盤や破砕帯などの地 質要因を反映してこのような地形を形成したと推察され る。すなわち, 熊野層群分布域で土砂災害の危険性が高い 斜面を選定する方法の一つとして地すべり地形を抽出する ことが有効だと思われる。

ただし, 熊野層群分布域でも火成岩体や火成岩脈の近 傍および層理面の流れ盤という崩壊しやすい斜面の特徴 に当てはまらない崩壊地も存在する。新宮市熊野川町小口 から古座川町小川上流域の崩壊地(図-1)は, 節理の発達 した塊状泥岩・泥質互層が分布し, 節理に沿った風化帯 が形成されている。このような風化の進んだ節理面が剥離 面として, 崩壊の原因になった可能性が推察される。

4. 土砂災害と雨量の関係

4.1 地質体ごとの降雨特性

前章では和歌山県南部の紀南地方で発生した土砂災害 の特徴を地質ごとに述べた。ここでは土砂災害形態と雨量 の関係について、鈴木ほか(2013)²⁰⁾の知見を基に追加検 討した結果を述べる。台風12号で土砂災害が発生した地 域は非常に広範囲にわたる(図-1)。このため、和歌山県南 部に設置されているアメダス観測所(11箇所)の雨量デー タのみでは降雨特性の詳細な分析をすることが難しい。そ こで、ここでは1km四方ごとの局地的な雨量が算定されて いるレーダーアメダス解析雨量を使用した。なお、文献²⁰⁾と は異なり、今回はクリギング法を使って補間した崩壊地点 の雨量を使用している。

図-5に土砂災害発生時における積算雨量と時間雨量の 関係を示す。本稿における積算雨量とは台風12号による 雨が降り始めた8月30日もしくは31日から土砂災害発生 時刻までの総雨量,時間雨量とは土砂災害発生時刻を含 む1時間雨量である。例えば,熊野の場合(9月4日午前6



時半頃に崩壊発生)は、8月31日午前3時から9月4日午前 7時までの総雨量が積算雨量、9月4日午前6時から午前7 時までの雨量が時間雨量となる。

図より日高・西牟婁地域における土砂災害発生時の時 間雨量は2~40mm/h,積算雨量は760~1450mm,東 牟婁地域における土砂災害発生時の時間雨量は40~ 120mm/h,積算雨量は720~1330mmであることがわ かる。東牟婁地域の時間雨量は日高・西牟婁地域より多い が,積算雨量については両者の間に大きな違いはない。た だし,東牟婁地域の4地点(図-5の九重,樫原,口色川・福 地谷,大野川)の降雨特性は他の土石流発生現場とは明ら かに異なっている。そこで,この4地点を除いて考えると,東 牟婁地域の時間雨量は70~120mm/h,積算雨量は 720mm~1130mmとなる。すなわち,東牟婁地域の多く の現場では、土砂災害発生に至るまでの総雨量は日高・西 牟婁地域よりも少ないが、土砂災害発生時には非常に強 い雨が降っていたといえる。

一般に土砂災害形態と雨量の関係は,1)深層崩壊を含 む大規模斜面崩壊は降雨継続時間が長く合計降水量が 多い場合,2)表層崩壊は短時間の雨量が多い場合,3)土 石流は合計降水量が多くなった後に短時間の雨量も多く なった場合に発生すると言われている。すなわち,東牟婁 地域の九重,樫原,口色川・福地谷,および大野川の4地点 を除けば,土砂災害形態と雨量の関係は,日高・西牟婁地 域,東牟婁地域ともに一般的な傾向とよく一致している。

4.2 東牟婁地域の降雨特性

東牟婁地域の調査地の中で崩壊時の時間雨量が 70mm/hを超えてない4地点のうち九重のみ熊野層群分 布で発生した土石流である。前述したようにここの土石流 が発生した斜面は、火成岩体の貫入および流れ盤の影響 で節理や層理が非常に発達している(写真-10)。すなわち、 節理や層理が発達して緩み域が形成され、表層が不安定 化した流れ盤に位置する九重の現場は崩れやすい状況に あり、そのため時間雨量が多くなくても積算雨量の増大に より土石流が引き起こされた可能性が推察される。ただし、 熊野層群の他の崩壊現場では崩壊時刻が明らかになって いないため、現時点では詳細な分析ができておらず、熊野 層群分布域の土砂災害と雨量の関係については今後の課 題である。

九重以外の3地点は全て色川にあり、その中の樫原は熊 野酸性火成岩類の流紋岩質火砕岩と熊野層群の境界部 付近で発生した崩壊である。前述したように、ここの地質 境界付近では破砕帯や変質帯の存在が確認されている (写真-9)。これに対し、口色川・福地谷と大野川は那智川 流域など他の地域に多く見られる花崗斑岩分布域を崩壊 源頭部とする崩壊である。ただし、源頭部には破砕帯や変 質帯が存在している。これらの破砕帯や変質帯は地下水の 流れを遮断することがあるため、このような内部の地質構 造が時間雨量の多くない状況でも土石流が発生した要因 の一つになっているかもしれない。しかし、花崗斑岩分布 域の他の崩壊地で破砕帯や変質帯の有無を確認していな いので、破砕帯や変質帯の存在だけが時間雨量の大きく ない状況下で土石流を引き起こした原因とするのは難し く、今後の課題である。

色川地区の3箇所は,崩壊時の時間雨量は大きくない が,熊野酸性火成岩類の崩壊地と比べると積算雨量が多 い傾向にある。すなわち,土石流の発生する降雨特性は, 一般的には"合計降水量が多くなった後に短時間の雨量も 多くなった場合"と言われているが,これら3箇所において は,時間雨量よりも積算雨量が崩壊を引き起こす大きな要 因になった可能性が推察される。例えば,鉄道沿線の切土 や盛土を対象として,時間雨量と積算雨量を使った限界雨 量が提案されている²¹⁾。

Rart=定数 (1)

ここに、Rは積算雨量、rは時間雨量、aとbは定数(土質、 貫入強度、透水係数などにより決まる評価点)で、(a,b)= (0.2,0.9:切土(表層崩壊))、(0.4,0.2:切土(深層崩壊))、 (0.3,0.3:盛土)などが提案されている。図-6に当該地域の 自然斜面にこの限界雨量曲線をあてはめて定数aとbに 0.4と0.2を使用した場合の曲線を示す。東牟婁地域の土 石流は、前節より650mmを超える先行雨量の後に 70mm/hを超える時間雨量によって土石流が発生したと 推察される。このため、時間雨量よりも積算雨量が崩壊に 大きな影響を与えたと考えて、定数aとbには切土(深層崩 壊)を対象とした0.4と0.2を用いた。なお、図-6に示した右 辺の定数の値は土質などの項目に基づいた評価点ではな く、おおよその傾向を示す近似値にすぎないので注意され たい。



図-6 花崗斑岩分布域での表層崩壊・土石流の危険度を表す 限界雨量曲線



熊野層群分布域の九重を除いた熊野酸性火成岩類の多 くの調査地では、650mmの先行雨量の後に70mm/h以 上の激しい雨が降ることによって表層崩壊・土石流が発生 した。しかし、樫原、口色川・福地谷および大野川の3箇所は 時間雨量が70mm/hを上回ることはなかったが、時間 20mmから40mm以上の雨が長時間続き(図-7)、崩壊時 の積算雨量は1200mmを超えていた。すなわち、これらの 地点では、土石流を発生させる一般的な降雨特性と言われ ている"合計降水量が多くなった後に短時間降雨が強く なった"ためではなく、積算雨量が非常に多くなったことに よって表層崩壊・土石流が発生した可能性が推察される。

以上より,和歌山県南部の紀南地方では,積算雨量と時 間雨量のどちらにも注意しながら,その地域の地質体で発 生しうる土砂災害(付加体なら大規模斜面崩壊,火成岩 体・堆積岩体なら表層崩壊・土石流)に対応することが肝 要である。ただし,東牟婁地域の4地点のように,一般的な 表層崩壊・土石流発生現場とは異なる降雨特性を示す地 点も存在するため,時間雨量が大きくなくても積算雨量の 増大に注意しなければならない。また,崩壊には雨量だけ でなく,降雨パターンや地中が含む水分量も関係している ことも忘れてはならない。そこで,現在は気象庁が土砂災 害警戒情報や大雨警報・注意報の発表基準に使用してい る土壌雨量指数などを使って分析を進めているので,また 別の機会に紹介したい。

5. おわりに

本稿では、平成23年台風12号により和歌山県南部(紀 南地方)で発生した土砂災害の実態、および土砂災害形態 と雨量との関係について、これまでに得られた知見を紹介 した。紀南地方では付加体(四万十帯)が分布する日高・西 牟婁地域では深層崩壊を含む大規模斜面崩壊、火成岩体 (熊野酸性火成岩類)と堆積岩体(熊野層群)が分布する 東牟婁地域では表層崩壊・土石流が数多く発生したこと が特徴である。崩壊直後からこれまでの3年以上にわたっ て合計35箇所の土砂災害の現場を対象に調査研究してき たが、地質ごとの土砂災害の特徴や土砂災害形態と雨量 との関係など、和歌山県南部の紀南地方の土砂災害の実 態を明らかにできた。

しかし, 付加体だけでなく火成岩体や堆積岩体の崩壊 に及ぼす破砕帯や変質帯の影響, 東牟婁地域の表層崩 壊・土石流に与える時間雨量と積算雨量の関係など, 新た な検討課題も見えてきた。平成23年台風12号による豪雨 災害(紀伊半島大水害)は, その規模の大きさから, 3年以 上が経過した現時点でもまだ学術的にその全容が解明さ れたとは言えない。しかし, 中部地質調査業協会が他団体 と台風直後に編成した調査団, および翌年度から始まった 研究委員会の活動を通して, 和歌山県南部の紀伊半島に おける豪雨由来の土砂災害について非常に貴重な知見を 得ることができた。ここに感謝の意を表すると共に, 本稿が 読者に少しでも有益な情報を提供できたのであれば幸い である。

謝辞

本稿は、平成23年台風12号による紀伊半島における地 盤災害調査団(地盤工学会,日本地質学会,日本応用地質 学会, 関西地質調査業協会, 中部地質調査業協会), 「想 定外」豪雨による地盤災害への対応を考える調査研究委 員会(地盤工学会関西支部·日本応用地質学会関西支部· 関西地質調査業協会·中部地質調査業協会合同委員会), および和歌山大学平成24-26年度独創的研究支援プロ ジェクトの研究成果,特に和歌山班で行った調査や議論の 成果を取りまとめたものである。本稿の執筆では和歌山班 メンバー,特に泉並良二氏,後誠介氏,谷垣勝久氏,辻野 裕之氏, 矢野晴彦氏からは有益なアドバイスをいただい た。また、これらの研究の一部は和歌山大学平成24-26年 度独創的研究支援プロジェクト, 一般財団法人レントオー ル奨学財団, JR西日本, およびJSPS科研費25242037 の支援を受けて行われたものである。ここに記して感謝の 意を表する。

参考文献

- 吉松 敏隆, 中屋 志津男, 児玉 敏孝, 寺井 一夫, 原田 哲朗:紀伊半島の 地質と温泉, URBAN KUBOTA, 38, 56pp., 1999.
- 2) 紀州四万十帯団体研究グループ編著:紀伊半島における四万十付加体 研究の新展開,地団研専報, 59, 310pp., 2012.
- 3) 地盤工学会・日本地質学会・日本応用地質学会・関西地質調査業協会・ 中部地質調査業協会:平成23年台風12号による紀伊半島における地盤 災害調査報告書, pp.III-1~III-90, 2011.
- 4)野並 賢, 鍋島 康之, 後 誠介, 岩佐 直人, 矢野 晴彦, 石田 優子, 佐々木 清一:平成23年台風12号による和歌山県伏菟野地区の崩壊状況につい て, 第48回地盤工学研究会発表, pp.2079-2080, 2013.
- 5)鍋島 康之, 野並 賢, 後 誠介, 矢野 晴彦, 石田 優子, 岩佐 直人, 佐々木 清一:平成23年台風12号により斜面崩壊が発生した和歌山県熊野地区 の地質背景について, 第48回地盤工学研究会発表, pp.2071-2072, 2013.
- 6)鍋島康之,野並賢,後誠介,谷垣勝久,矢野晴彦,石田優子:和歌山県伏菟野地区における大規模崩壊地の地質と崩壊に関する考察,第49回地盤工学研究発表会,pp.1819~1820,2014.
- 7)野並 賢, 鍋島 康之, 後 誠介, 谷垣 勝久, 矢野 晴彦, 石田 優子:和歌山 県伏菟野地区で発生した大規模崩壊箇所における透水, 強度特性の検 討事例, 第49回地盤工学研究発表会, pp.1821~1822, 2014.
- 8)野並 賢, 鍋島 康之, 後 誠介, 谷垣 勝久, 矢野 晴彦, 石田 優子: 和歌 山県伏菟野地区の地質構造と崩壊機構の検討事例, Kansai Geo-Symposium2014論文集, pp.189~194, 2014.
- 9)後 誠介:熊野川流域の地質と斜面崩壊, 熊野林業, 12, pp.4~9, 2013.
- 10)後 誠介, 江種 伸之:紀伊半島の地形・地質と平成23年斜面災害, 和歌 山大学防災研究教育センター紀要, 1, pp.5~12, 2015.
- 11)江種 伸之, 鍋島 康之, 矢野 晴彦, 辻野 裕之, 後 誠介, 深川 良一:平 成23年台風12号による和歌山県那智勝浦町における土石流災害, 第 47回地盤工学研究発表会, pp.1705~1706, 2012.
- 12) 江種 伸之, 辻野 裕之, 岩瀬 信行, 谷垣 勝久, 岩佐 直人, 藤本 将人,

後 誠介:平成23年台風12号による那智川水系長谷川における土石流 災害, 第48回地盤工学研究会発表, pp.2089~2090, 2013.

- 13) 矢野 晴彦, 泉並 良二, 後 誠介, 江種 伸之:平成23年台風12号による 那智勝浦町色川地域における土石流災害, 第48回地盤工学研究発表 会, pp.2091~2092, 2013.
- 14)石田 優子,藤本 将光,梅本 啓介,里深 好文,深川 良一:平成23年台 風12号による熊野那智大社土砂災害の実態調査,第48回地盤工学研 究会発表,pp.2085~2086,2013.
- 15)加藤 智久, 岩瀬 信行, 矢野 晴彦, 石田 優子, 江種 伸之:平成23年台 風12号による新宮市南桧杖と相賀における土石流災害, 第49回地盤 工学研究発表会, pp.1789~1790, 2014.
- 16) 辻野 裕之,谷垣 勝久,泉並 良二,加藤 智久,岩瀬 信行,石田 優子, 後 誠介,江種 伸之:平成23年台風12号による新宮市熊野川町九重に おける土石流災害,第49回地盤工学研究発表会,pp.1791~1792, 2014.
- 17)石田 優子,後 誠介,藤本 将光,江種 伸之,深川 良一:熊野那智大社 土石流の源頭崩壊地における地質構造と崩壊に関する考察,第49回 地盤工学研究発表会, pp.1793~1794, 2014.
- 18)藤本 将光,小杉 賢一朗,石田 優子,里深 好文,深川 良一:平成23年 台風12号による熊野那智大社裏山における大規模斜面崩壊の再現計 算に関する研究,第49回地盤工学研究発表会,pp.1795~1796, 2014.
- 19)江種 伸之, 辻野 裕之, 谷垣 勝久, 泉並 良二, 矢野 晴彦, 加藤 智 久, 岩瀬 信行, 石田 優子, 藤本 将光, 岩佐 直人, 後 誠介:平成23 年台風12号による和歌山県東牟婁地域における土石流災害, Kansai Geo-Symposium2014論文集, pp.179~184, 2014.
- 20) 鈴木 梨加, 江種 伸之, 矢野 晴彦, 辻野 裕之, 鍋島 康之, 後 誠介:平 成23年台風12号による和歌山県内の土砂災害と雨量の関係, Kansai Geo-Symposium2013論文集, pp.87~90, 2013.
- 21) 杉山 友康: 降雨時の鉄道沿線斜面災害防止のための危険度評価法に 関する研究,鉄道総研報告,特別第19号, pp.108~115, 1997.



平成25年台風第26号による 伊豆大島火山山麓の土砂災害について

名古屋大学減災連携研究センター 応用地質株式会社 技師長室 応用地質株式会社 事業開発室

 曽根
 好徳

 上野
 将司

 飛田
 健二

 寺田
 悠祐

1.はじめに

近年,地球温暖化の影響とも言われているが,集中豪雨 に伴う土砂災害が頻発化するとともに激甚化傾向にある。 例えば,記憶に新しいものとして,2011年7月新潟・福島 豪雨,2011年台風第12号(紀伊半島豪雨),2012年九 州北部豪雨,2013年台風第26号(伊豆大島豪雨), 2014年8月豪雨(広島豪雨)などが挙げられる。

2013年10月16日未明に伊豆大島で発生した土砂災 害は、平成25年台風第26号(以下、「台風26号」)の集 中豪雨により、伊豆大島三原山の外輪山西側の長沢、大 金沢および八重沢等の上流域における表層崩壊に端を 発し、その表層崩壊に伴う土砂が土石流となり、下流域 の大島町元町地区に大きな被害をもたらした。この災害 での大島町の被害は、死者36名、行方不明者3名、負傷 者22名、全壊家屋71戸、半壊家屋25戸であった。また、 災害をもたらした雨量は、最大正時時間雨量118.5mm (2013/10/16 3:00~4:00)、連続雨量824mm (2013/10/15 8:00~2013/10/16 7:00)であり、 1938年からの観測史上、いずれも過去最高記録であっ た。

2014年8月豪雨なども同様であるが,近年,日本列島 の各地で観測史上最高の雨量を記録している。また,局所 的に集中豪雨となる事例も散見される。

土砂災害をもたらす斜面崩壊などが発生する原因には, 素因と誘因とがある。素因とは地すべりや崩壊を発生しや すい地形・地質のことであり,豪雨・地震など斜面崩壊の引 き金となる要因が誘因である。素因という観点から全国で 土砂災害が発生する危険箇所は日本全国で約52万箇所 あるとされている。

1995年阪神淡路大震災以来,日本列島は地震の活動 期に入り,2011年の東北地方太平洋沖地震以降,日本列 島は本格的な「大地動乱の時代」に突入したといわれる。 現在の日本列島は,斜面崩壊の誘因となる地震や集中豪 雨の多発化の時代にあり,地すべりや斜面崩壊に伴う土砂 災害の発生頻度が高い状況にあるといえる。

本報では、伊豆大島における土砂災害の概要を紹介す るとともに、斜面崩壊の機構の解明に関する研究成果につ いて紹介する。今後、さらに頻発することが懸念される土砂 災害に対する防災・減災について考える。

2.伊豆大島の自然環境の概要

2.1 地形の概要

伊豆大島は北北西-南南東方向に伸びた紡錘形の火

山島で,長径15km,短径8km,最高点は三原新山の標高 764mである。山頂部には直径3kmのカルデラがあり,そ の中央南西寄りに中央火口丘の三原山が位置する。カル デラ壁は,北東から東側にかけて,流出した溶岩などで埋 められて不明瞭になっている。水系図を図-1に示す。

島の北西部と南東部には緩斜面が比較的広く発達する が、東海岸は海岸侵食が著しく、海食崖が発達している。 外輪山を放射状に刻む多数の浅く短い谷地形は、降雨時 以外に流水の無い水無川である。図-1から、島の南半部は 斜面傾斜が急で谷密度が高く、北半部では斜面傾斜が比 較的緩く谷密度が低いことがわかる。また、今回の災害発 生箇所の元町地区に面した外輪山斜面は、水系が未発達 で周辺と異なった地形を呈することに気付く(図-1点線)。 この凹状地形は過去の大規模な崩壊跡が原型と思われる が、火口跡(マール)とする見解もある¹⁾。



図-1 伊豆大島の水系図 (1/2.5万地形図「大島北部」「大島南部」に水系を記入)

2.2 地質の概要

伊豆大島の火山地質図を図-2に示す。伊豆大島の土台 をなす古い火山の地層が東海岸の海食崖に露出しており、 その活動時期は明瞭ではないが第四紀更新世初頭以降と 考えられている²⁾。カルデラ形成前の火山活動は約4万年 前の海底噴火活動からはじまり、2万年前頃からは陸上火 山活動に推移したとされる。現在,みられるカルデラは 1500年前に爆発的な噴火で形成され,島内全域に火砕 流を流下させた。この後も何回もの噴火活動が知られてお り,降下火砕物と噴火休止期の堆積物(レス)の互層が全 体を覆っている。この新期降下火砕物については小山・早 川³により詳細な層序が示されている。

元町地区に面した凹状地形の外輪山斜面の上部には割 れ目火口が線状に分布し、ここから流出した元町溶岩流が 凹状地形を薄く覆っている。その後の火山活動で元町溶岩 流は何枚もの降下火砕物(火山砂)とレスに覆われた。今 回の災害の発端になった表層崩壊は、透水性の大きい火 山砂が比較的透水性の小さいレスの上面を滑落したもの であり、斜面に平行に堆積した流れ盤の地質構造と降下 火砕物とレスの透水性の差が素因となっている。



図-2 伊豆大島火山地質図⁴⁾に加筆

2.3 植生の概要

日本植生誌関東⁵⁾によると,伊豆大島の極相林は,常緑 広葉樹林であり,スダジイとタブノキなどから構成される が,島内には極相林は少なく,大部分は二次林である。東 京都大島町史自然編⁶⁾によると,大島ではかつて薪炭利用 が盛んで,特に太平洋戦争中には,相当な規模で森林伐採 が行われた。戦後も1960年代後半まで,薪炭利用がされ ていた。

図-3に崩壊地周辺の現存植生図を示す。崩壊地周辺で 広い面積で分布する群落は、ハチジョウイヌツゲ群落、オ オシマザクラーオオバエゴノキ群集、オオバヤシャブシーニ オイウツギ群集(二次林)(以下、オオバヤシャブシ群落)で ある。ハチジョウイヌツゲ群落は崩壊地の上部付近に主に 分布している特徴がある。



図-3 崩壊地周辺の現存植生図 (平成24年度東京都 (伊豆諸島) 現存植生調査委託報告書⁷⁾ を基に作成)

3.気象条件

3.1 災害発生時の雨量

2013年10月15日~16日にかけてのハイエトグラフを 図-4に示す。

気象庁大島特別地域気象観測所(以下,「大島観測 所」)では,最大24時間雨量824mm,最大時間雨量 122.5mmという猛烈な雨を記録している。一方,4kmし か離れていない大島航空気象観測所(以下,「大島北ノ山 観測所」)では、その半分の連続雨量であった。



3.2 過去の雨量との比較

伊豆大島は、関東地方の南部に位置し、比較的温暖な気候で雨量が多く、年降水量の平年値(1981~2010)は 2,827.1mmと、東京の1,528.8mmの1.8倍程度である。 台風26号の雨量と過去の雨量を比較するため,大島観 測所の過去60年間(1954/1/1~2014/9/30)の記録 を図-5に示すようにスネークラインに整理した。図-5の(a) は,実効雨量と時間雨量との関係図である。半減期は透水 性が大きい地盤を考慮し1.5時間とした。図-5(b)は,気象 庁で採用している3段直列タンクモデルにより算出した土 壌雨量指数と時間雨量の関係図である。

図-5では、(a)(b)ともに台風26号と1958年に大きな 災害をもたらした狩野川台風時の雨量が図右上方にプ ロットされ、非常に多量な雨量であったことがわかる。一方 で、台風26号、狩野川台風を除けば、時間雨量105.5 mm(1980年台風19号:連続雨量270mm),連続雨量 719.5mm(1982年台風18号:最大時間雨量58.5mm) の降雨では、斜面崩壊・土石流に関連する人的被害は発 生していない。このことは、現状のパラメータが必ずしも災 害の発生を最適に表せていないことを示唆する。



2003/8/16 2000/7/8 1996/9/22 1990/11/30 1984/7/12 1982/9/12 1981/10/22 1980/10/14 1972/7/15 1901/10/10 1956/9/22 1980/10/14	 	2006/4/12
	 2000/7/8	
10/1/10/10 10/20/0/2/ 10/2/0/	 	
<u> </u>	 	

図-5 今回と過去の雨量との比較

4.調査内容および方法

4.1 現地調査

崩壊地内および崩壊地周辺の斜面において,地形・地 質・植生状況等を把握するために,図-6に示すLoc.1~4 で現地調査を実施した。

現地調査では、地表踏査に加えて、土層強度検査棒を 用いた表層の土層厚さの測定、簡易動的コーン貫入試験 機を用いたNa値の測定を行った。土層厚さの測定では、土 層強度検査棒を人力によって地盤に押し込む方法により、 大まかに土層厚さを測定した。また、100ccサンプラーを 用いて乱れの少ない試料を採取し、変水頭法による透水 試験(以下、「簡易透水試験」)を実施して、透水係数を測 定した。



図-6 調査地点位置図

4.2 サンプリングおよび室内試験

大金沢上流の崩壊地において,火山砂およびレスを乱れ の少ない方法でサンプリングを行い,採取後,現地にて凍 結させ,物理試験・力学試験(一面せん断試験)に供した。

4.3 モニタリング

雨量とサクションおよび間隙水圧の関係を明らかにする 目的で,崩壊地頭部に応用地質(株)製のパケット通信機 能付雨量計(No.1)と,レス層上位の火山砂層を対象とし たテンシオメータおよび間隙水圧計(No.2)のモニタリン グ計器を設置した。

テンシオメータと間隙水圧計は、図-7の簡易断面に示す ように、遷急線付近のNo.2-1およびその下方のNo.2-2の 2地点に1基ずつ設置し、センサデータ収録とデータ通信 装置を併せて設置した。なお、測定間隔は雨量計、テンシ オメータ、間隙水圧計のいずれも5分と設定した。



5.調查·観測結果

5.1 崩壊の概要

土砂流出範囲は図-8に示すとおりである。広い面積の部 分は大金沢流域で、大規模な崩壊が発生した。これは谷地 形の未発達な平滑な斜面において多数の表層崩壊が並列 に発生したために, 土砂流の流下域が交錯して裸地化した 箇所がつながったためである。筋状の被災箇所は長沢,八 重沢,大宮沢などの渓流で,谷地形の発達する谷頭斜面で 崩壊が発生し, 土砂流となって谷沿いに流下した。崩壊地 頭部は,外輪山の頂部緩斜面の直下に位置する一連の急 斜面にあたり、地形的には遷急線の下方斜面に位置する。 遷急線は崩壊前線と呼ばれ,山腹斜面では表層崩壊や落 石が起こりやすい。

御神火スカイライン付近の崩壊について,踏査結果から 発生箇所や規模と遷急線を図-9に示す。一方,崩壊位置は 遷急線の直下の傾斜30~40°の急斜面にあたり、0次谷や わずかに凹状の集水地形となっている。遷急線の上方斜面 の傾斜は20°程度の緩斜面であるため、地形的に明瞭な遷 急線になっている。御神火スカイラインが遷急線に並行し て少しずつ高度を上げて御神火茶屋の手前で遷急線の上 の緩斜面へと登るため, 遷急線沿いの崩壊地頭部が御神 火スカイラインに沿うように見える。個々の崩壊規模は,幅 10~50m, 斜面長20~50m, 崩壊深度1m程度であり, 火山地域でよくみられる表層崩壊タイプで根系層崩壊®と 呼ばれる。図-9に示すように表層崩壊が複数箇所で並列 に発生したため,崩壊土砂が交錯して流下して広い裸地が 形成された。



図-8 土砂流出範囲 (災害情報共有マップ:国土地理院に水系を加筆)



表層崩壊位置図 (A,Bは写真撮影地点) (国土地理院の火山基本図白地図を基に作成) 図-9

崩壊面には比較的透水性の小さいレス層が広く露出し, 崩壊地の頭部や側方の崖にはレス層に比べ透水性の大き い火山砂層が1m程度の層厚で斜面と同じ傾斜で分布す る(図-10,図-11)。火山砂層はスコップで容易に掘れる緩 い地層である。レス層と火山砂層は元町溶岩流の上位に互 層となって堆積し,少なくとも各4層が確認できる。斜面の 地質は流れ盤構造である。



図-10 崩壊地側部の状況(地点A)



図-11 崩壊地頭部の滑落崖の状況(地点B)

5.2 地盤の特性

5.2.1 地質構成

崩壊斜面には、スコリア層が広く分布し、それを覆って 火山砂層、レス層が互層状に分布している(図-12)。



図-12 サンプリング地点の土層断面

5.2.2 土層強度検査棒調査結果

土層強度検査棒による調査を, Loc.1の崩壊地内およ び崩壊地周囲で実施した。崩壊地内部の3箇所, 崩壊地周 囲の6箇所で, 人力による押し込みにより, 表層厚を測定 した。

その結果, 土層強度検査棒の貫入深度は, 崩壊地内部 で1.0~1.4m, 崩壊地周囲で1.5~1.9mであった。緩い 火山砂層と軟質なレス層を貫入し, スコリア層により貫入 が妨げられたものと考えられる。

5.2.3 簡易動的コーン貫入試験結果

簡易動的コーン貫入試験は, Loc.1の崩壊地周囲(頭部, 側部)で実施した。試験結果を図-13に示す。

試験の結果, 頭部では深度1.1m付近で, 側部では深度 1.4m付近でそれぞれNd値がやや大きくなる傾向が認めら れた。これらの付近では, すべり面は深度0.8~1.0m付近 にあり, 崩壊深度を規定した要因が, 地盤の締り具合以外 のものであることを示唆している。

Nd値が20近くになる深度には、スコリア層が分布する ことを確認している。



図-13 簡易動的コーン貫入試験結果

5.2.4 簡易透水試験結果

簡易透水試験の実施状況を図-14に示す。また、測定結 果を表-1に示す。火山砂の透水係数は10⁻⁶m/sオーダー であり、レスは10⁻⁸m/sオーダーであり、火山砂のほうがレ スより2オーダー透水性が大きい。なお、後述するように室 内試験による飽和透水係数はここで得られた結果よりも 差が小さいが、本試験による通水方法では完全飽和に 至っていなかった可能性があったと考えている。



図-14 簡易透水試験実施状況

表-1 簡易透水試験結果(単位m/s)

地点名	火山砂	レス
Loc.1	1.7×10 ⁻⁶	1.3×10 ⁻⁸
Loc.3	4.2×10 ⁻⁶	2.9×10 ⁻⁸

5.2.5 土質試験結果

表層崩壊の発生機構を把握するため,降雨に伴う崩壊 土の力学特性の変化について調べた。飽和化に伴うサク ションの消失が表層崩壊の発生に影響を与えているとする 報告⁹⁾を踏まえ,不飽和状態の浸透特性および力学特性に 着目した試験を実施した。

(1)物理試験結果

レスは,火山砂よりも細粒分が多く(44.6%>33.9%), 自然含水比が高い(36.3%>20.8%)。一方,乾燥密度は, レスが1.171g/cm³なのに比較して,火山砂は1.120 g/cm³と,レスのほうが火山砂よりもしまり度合いの良い ことが推察される。

(2)透水試験結果

水分特性曲線を図-15に、透水係数と飽和度の関係を 図-16に示す。土の保水性試験は、試験期間の大幅な短縮 が可能な連続加圧法により実施している。図-15より、脱水 過程から得られる空気侵入値は火山砂、レスとも2kPa程 度であるのに対し、吸水過程から得られる水侵入値は明確 な折れ曲がり点が見られない。火山砂のほうが体積含水 率の変化幅が大きいのは、緩い状態にあり有効間隙比が 大きいためである。

図-16の飽和度~透水係数の関係に着目すると,体積 含水率の変化によって両試料とも透水係数が4オーダー 程度変動しており,同一の飽和度であればレス層のほうが 透水係数は小さいことがわかる。また,飽和透水係数は, 火山砂が6.9×10⁻⁵m/s,レスが2.2×10⁻⁵m/sであり,火山 砂のほうがレスより3倍程度大きい。

(3)力学試験結果

サクションの低下が力学特性に与える影響を把握する ため、飽和状態と自然含水比の2種類で、一面せん断試験 を定圧条件で実施した。図-17にピーク強度時の垂直応力 ~せん断応力の結果を示す。 図-17には、最小二乗法で引いた破壊限界線を示している。ただし、火山砂については、飽和状態では粘着力を 有さない材料とみなし、c=0として破壊限界線を引いた。 表-2に力学試験から求められた粘着力ccdおよび内部摩 擦角¢cdを示す。

火山砂, レスともにピーク強度時のせん断応力はサク ションの影響により, 飽和状態よりも自然含水比のほうが 概ね大きくなっている。





表-2 力学試験結果

試料	含水条件	c_{od} (kN/m ²)	Ø cd (°)
deduzts	飽和	Ö	32.3
火田的	自然含水比(θ=31.7%)	15.8	29.9
1.7	飽和	17.3	4.3
VA	自然含水比(θ=40.4%)	29.9	11.9

5.3 根系の発達状況

崩壊地の周辺は, 薪炭用に伐採した履歴があり, 現地調 査の結果でも樹木は1株当たり5~8本の株立ちが見られ ることから, 萌芽更新が行われており, 一帯は萌芽更新林 である。このため, 天然更新の樹木に比べると, 根系の発達 が乏しくなっている。崩壊地付近で確認した根系の状況を 図-18に示す。根系は火山砂層の中に伸長していたものの, レス層までは伸長しておらず, レス層付近に到達した根系 はレス層の上面に沿って横方向に伸長していた。崩壊地付 近で成立している林分の根系分布の模式図を図-19に示 した。崩壊地側部では, 高さ約1mの断面を観察することが できるが, ここでも根系はレス層までは伸長していない。上 述した観察結果から, レス層には, 根系を発達させにくい 要因があると推定する。

図-18 崩壊地付近における根系の発達状況



図-19 崩壊地付近の樹林と根系分布の模式図

5.4 モニタリング結果

5.4.1 雨量

雨量計の設置位置を図-20に示す。No.1雨量計は, 2014年5月20日に設置し,モニタリングを開始した。比較 対象は大島観測所と大島北ノ山観測所である。



図-20 雨量計設置位置図 (地理院地図(国土地理院)に地点を加筆)

本研究で設置後、10月末までの総雨量は、No.1地点 で1,637.5mmであり、これに対して大島観測所では 1,353.0mm、大島北ノ山観測所では984.5mmとなった。

No.1地点と大島観測所,大島北ノ山観測所との時間雨 量の比較を図-21に示す。5か月間の観測結果では,No.1 地点の時間雨量が,大島北ノ山観測所や大島観測所より も大きくなる傾向を示すことが多い。

以上の観測結果から、山裾や平地の雨量より外輪山の 遷急線付近の雨量のほうが大きくなる場合が多いことが わかった。すなわち、2013年10月16日未明における災害 の発生時には大島観測所で時間雨量122.5mmを記録し ているが、No.1地点に相当する大金沢上流では、それを上 回る時間雨量があった可能性がある。



5.4.2 間隙水圧およびサクション

図-22に間隙水圧およびサクションの経時変化図を示 す。間隙水圧の計測値は、No.2-1、No.2-2ともに、0±0.5 kPaと計測器の精度未満であることから誤差の範囲であ り、正の間隙水圧は発生しなかったと判断した。

ー方, サクションの経時変化では, 無降雨期間に増加し, 降雨により減少する傾向が認められる。最小値は, No.2-1 で1.3 kPa, No.2-2で1.4kPaであった。

サクションは,連続雨量100mm以上の降雨があると,約1.5kPaまで低下するが,それ以下までは低下せず1.5kPa程度の値を継続している。

2地点におけるサクションの挙動を比較すると,まず No.2-1 (遷急線付近)が降雨に反応し,続いてNo.2-2 (遷 急線下方)が緩やかに減少し,緩やかなピークを形成して いる。また,無降雨期間では,No.2-1のほうが早くサクショ ンが増加し始める。これは,No.2-1は勾配が緩く,鉛直方 向の浸透が斜面平行方向の浸透よりも卓越することが一 因として考えられる。同様の傾向は数値解析結果でも確認 されている¹⁰ことが興味深い。



6.考察

6.1 崩壊機構

2013年10月16日に発生した斜面崩壊は,崩壊深度が 1m程度未満の表層崩壊である。表層崩壊の誘因は,記録 的な降雨であるが,素因としては,斜面にほぼ平行に堆積 した透水性および力学特性の異なる火山砂層とレス層が 互層状を呈し,流れ盤構造をなして堆積する火山地域特 有の地質構造があげられる。

この表層崩壊は、以下のようなプロセスで発生したもの と推測される。

- ①降雨の浸透や背後斜面からの地下水の流動により、火山砂層の飽和度が上昇し、サクションが減少する。
- ②さらなる降雨の浸透と地下水の流動により, サクション が消失し, レス層と火山砂層の境界部に間隙水圧が発 生する。
- ③間隙水圧がさらに増大し、火山砂層が不安定化し、レス 層上面をすべり面とする崩壊が発生する。

このような崩壊機構の理解のために、室内試験で得られた土質定数を用いて、無限長斜面を仮定した簡単な機構解析を実施した。この解析では、無限長斜面を仮定し、沖村 1)の無限長斜面モデルから植生の寄与する項を除いて、安定計算を行った。図-23に表層崩壊の簡単な安定計算モデルを示し、以下に、安定計算式を示す。土質定数は、定圧一面せん断試験から算出した*c*、φ値(表-3)を用いた。火山砂の層厚と斜面勾配は調査地点の平均的な値を採用することとし、火山砂の層厚*H*=0.8m、斜面勾配β=30°とした。



図-23 表層崩壊の簡単な安定計算モデル

$$F_{s} = \frac{c + A \cdot \cos^{2}\beta \cdot \tan\phi}{(1)}$$

$$B \cdot \sin\beta \cdot \cos\beta$$

$$A = (\gamma_{\text{sat}} - \gamma_{\text{W}})h + \gamma_{\text{t}}(H - h)$$
(2)

$$= \gamma_{\text{sat}} h + \gamma_{\text{t}} (H - h)$$
(3)

ここに,

В

- **F**s:安全率
- c : 土の粘着力(kN/m)
- ϕ :土の内部摩擦角(°)
- γ_{sat} :土の飽和単位体積重量(kN/m³)
- $\gamma_{\rm t}$:土の湿潤単位体積重量(kN/m³)
- γ_W :水の湿潤単位体積重量 10(kN/m³)
- H:基盤面からの表土厚(m)
- h :基盤面の水頭(m)
- β:斜面(基盤)勾配(°)

項目(単位)	火山砂	レス
$\gamma_{ m sat}$ (kN/m³)	17.4	17.6
$\gamma_{\rm t}$ (kN/m ³)	14.3	15.0
c sat (kN/m²)	0	17.3
c _{uns} (kN/m²)	15.8	29.9
$\phi_{\rm sat}$ (°)	32.3	4.3
ϕ_{uns} (°)	29.9	11.9

表-3 土質定数

添え字satは飽和、unsは不飽和を示す

また,水位を変化させて検討した結果を図-24に示す。こ れより,火山砂は飽和化に伴う粘着力の消失により,安全 率を大きく減少させることがわかった。ただし,水位がない 状態では安全率1を上回っている。レス層との境界に水位 が数10cm発生した時点で安全率が1を割り込み,崩壊に 至る結果となった。一方,レスは飽和状態となっても粘着 力を有するため,安全率は完全飽和状態においても1を大 きく上回っている。このことから,崩壊が発生したのが火山 砂層とレス層の境界が水理境界面となったことが大きい が,力学特性の違いも一因となった可能性が示唆された。



6.2 降雨と土壌雨量指数の関係

気象庁タンクモデルにより計算した雨量観測地点No.1 の土壌雨量指数を図-25に示す。現地の観測結果によれ ば,間隙水圧は生じていないが,土壌雨量指数(水位)は, 降雨に反応し,上昇を示している。

現状, 土壌雨量指数を求める際の係数は, 全国一律の 値である。実現象を反映し崩壊をよく予測できるためには, 地点により地形・地質を考慮して最適な係数を決定するこ とが必要である。そのためには, 間隙水圧を計測し降雨に よる土中の状況の変化を捉えることが重要と考える。



6.3 植生による斜面安定効果

表層崩壊の抑制として,樹木の根系による緊縛効果が あげられる。一般に,太い直根が地中深く伸長する根系構 造は,崩壊に対する抵抗性が高く,直根の伸長が見られな い構造は抵抗性が低い。また,太く長い側根が伸長した根 系構造(根系のネット構造が発達したもの)は,崩壊に対す る抵抗性が比較的高いが,側根のみが密生した根系構造 は,崩壊に対する抵抗性は低いとされている(山寺)¹²⁾。

崩壊地における根系構造をみると,根系は火山砂層に 伸長しているものの,レス層まで達しているものはごくわず かである。今回の表層崩壊は、レス層上面をすべり面として いることから,根系による緊縛効果はほとんどなかったも のと推測される。

根系がレス層に侵入していない原因は2つ考えられる。 1つは、レス層の透水性がやや低いことである。透水性が 低いため、一時的に水の停滞層が形成され、十分な酸素 が停滞層中に供給されず、根が伸長しなかった可能性が ある。もう1つは、直根が消失したために、レス層まで根系 が成長しなかった可能性である。側根が密生した原因は、 薪炭のために萌芽更新を繰り返したことにあると考えられ る。萌芽更新を繰り返すと、伐採ごとに根の先端が枯死し、 新しい側根が密生するため、根系は短く細くなる。これらの ことが、落葉広葉樹林ほかの根系層を薄くしたものと考え られる。

7. まとめ(今後の防災減災にむけて)

7.1 表層崩壊危険箇所における調査・モニタリング

本研究で実施した崩壊地頭部の斜面における,雨量観 測および想定すべり面付近のサクション,間隙水圧の結 果,間隙水圧の検知には至らなかったものの,降雨に伴う サクションの変化を観測することができた。また,6.1節で 示した計算結果からは,間隙水圧が検知された時点にお いては斜面崩壊の可能性が高まっていることが示された。 これらの観測結果および検討結果から,将来的には,表層 厚分布,雨量,想定すべり面付近の間隙水圧やサクション 等のデータから,基準やしきい値を設けるなどして,崩壊 予測に関するハザード情報を提供できる可能性が高いと 考える。 また,斜面崩壊発生地点となる遷急線の雨量が平地で の観測より大きくなる傾向が分かった。このことから崩壊 危険度の高いエリアでは,雨量の稠密観測体制を構築す ることも重要と考える。

7.2 防災機能の高い群落の造成

2013年10月16日の表層崩壊においては,根系による 緊縛効果が発揮できなかったと考えられる。その一番の原 因は、レス層まで根系が伸長しなかったことである。緊縛効 果を発揮させるためには、直根を伸ばす植栽方法を取り入 れる必要がある。

図-26に直根を誘発させる施工イメージを示す。根系の 伸長を阻害する性質をもつレス層をスクリューオーガー等 で穿孔し, 直根の伸長を促すものである。

防災機能の高い群落の造成には、上述した「直根を伸ば す方法」に加え、「適正な樹種の選定」、「生育基盤の確保」 も大事である。なお、「適正な樹種の選定」では、郷土自生 種などから寿命の長い樹種や生産性の高い樹種(蓄積量 が多い樹種)を選定して用いること等があげられる。本地域 では、遷移段階後期で潜在自然植生の優占種と考えられ るスダジイ、タブノキが候補になる。「生育基盤の確保」で は、特にレス層が崩壊面に全面的に露出している箇所で生 育基盤をきちんと確保する必要がある。具体的には、金網 張工、厚層基材吹付工等により、流亡しない安定した生育 基盤の造成があげられる。



図 -26 直根を誘発させる施工のイメージと直根

7.3 ソフト・ハード対策による備え

土砂災害に備えるうえで, ソフト対策とハード対策の両 方を進める必要がある。

ソフト対策として3点あげられる。1つは、住んでいる場所 の土砂災害に関する危険度を正しく理解することである。 2つ目は、気象庁等が発表する気象情報を注意深く把握す ることである。3つ目は、早期の避難である。地域の自治体 からの避難勧告等を待つことなく自主避難するくらいが適 切と考える。

また,ハード対策としては,砂防堰堤や導流堤の適切な 配置に加えて,表層崩壊の懸念のある0次谷の合流部付 近に崩落土砂対策工を設置し,土石流化や発生規模の抑 制を図ることなどが有効と考える。

減災のためには、ハード対策を過信することなく早期の 自主避難が最も重要である。

謝辞

本調査研究を進めるにあたり,環境省関東地方環境事務所伊豆諸島自然保護官事務所,大島町役場,東京都大島支庁,東京都環境局自然環境部,町民の方々,および計器設置・観測に関する土地利用の許可をいただきました各社には,情報提供,現地調査,試料採取,計器設置等においてご協力をいただきました。ここに感謝の意を表します。

最後に,大島町,南木曽町,広島市の土砂災害で亡くな られた方のご冥福を心からお祈りいたします。

参考文献

- 津久井 雅志,林 幸一郎,齋藤 公一滝,伊豆大島火山地形と層序の再検 討,日本火山学会講演予稿集,2006, p.125.
- 2) 国土交通省国土地理院,火山土地条件報告書, 2006.
- 3)小山 真人,早川 由紀夫. 伊豆大島火山カルデラ形成以降の噴火史,地 学雑誌, 105(2), 1996, p.133-162.
- 4) 川辺 禎久, 伊豆大島火山地質図, 地質調査所, 1998.
- 5) 宮脇 昭. 日本植生誌関東. (株) 至文堂, 1986, p.641.
- 6)大島町史編さん委員会,東京都大島町史自然編,東京都大島町,2000,
 p.272.
- 7)東京都.平成24年度東京都(伊豆諸島)現存植生図調査委託報告書, 2012.
- 8) 稲垣 秀輝. 根系崩壊. 地盤工学会誌, Vol.50, No.5, 1996, p.5-7.
- 9) 若井 明彦ら. 平成25年10月台風26号による伊豆大島豪雨災害調査報 告書 5.3崩壊土砂の地盤工学的特性, 2014, p.35-39.
- 10)川勝 拓哉, Pommachanh Viradeth, 家永 康平, 飯塚 敦, 河井 克
 之. 降雨浸透シミュレーションにおける浸透能の影響について. 第49回
 地盤工学研究発表会講演集, 2014, p.895~896.
- 11)沖村孝,市川龍平,数値地形モデルを用いた表層崩壊危険度の予測法,土木学会論文集,1985, Vol.358, p.69-75.
- 12)山寺 喜成. 自然環境再生の緑化技術. 社団法人日本砕石協会, 2010, p.213.

豪雨による土砂災害の発生状況と 軽減策

防災科学技術研究所 社会防災システム研究領域 井口 隆

1.はじめに

わが国ではほぼ毎年の様に豪雨によって土砂災害が引 き起こされてきた。昨年2014年においても、7月に長野県 南木曽町で1名が亡くなる土石流災害が起き、続く8月に は広島市の安佐北区・安佐南区を中心に表層崩壊と土石 流によって74名の死者を出す土砂災害に見舞われた。こう いった土砂災害に対しては、これまでに様々なハード対策・ ソフト対策が実施されたことで、長期的視点で見ると人的 な被害は減少傾向にあるが、昨年の災害の様に、未だに多 くの人命が損なわれる災害が起きており、さらなる軽減策 の推進が求められている。土砂災害は豪雨・融雪水・地震・ 火山活動・人為的な地形改変など多様な誘因によって引き 起こされている。地震や火山活動による土砂災害は数年~ 十数年に一度程度と頻度がやや低い。また融雪水による地 すべりは毎年の様に各所で起きているが、その多くは移動 速度が遅いタイプで、大きな被害は少ない。それに比べる と豪雨を誘因とする土砂災害は他の誘因によるものより, 件数においても人的被害においても高い割合を占めてい る。このため豪雨による土砂災害をターゲットとした軽減 策においてはもっとも重要度が高いと考えられる。

著者はこれまで防災科学技術研究所において長年,地 すべりや大規模崩壊など様々な災害調査を行うとともに地 すべり地形分布図の刊行など土砂災害の軽減を目指した 研究を進めてきた。地震を誘因とする地すべりや第四紀火 山地域での崩壊事例は多く経験してきたが,豪雨によって 起きる土砂災害については調査経験がやや乏しい。ただ研 究所内での調査研究は幅広く見聞きしてきている。そう いった経験を通じて感じてきたことなども含めて記してお きたい。この原稿を依頼された後に,広島市での土石流災 害が発生した。そのため,直近の土砂災害の事例として, 広島災害について各項目に随時触れることとした。

2.豪雨の発生実態

2.1 近年の豪雨の発生状況

土砂災害を引き起こす豪雨には様々な種類があり、その 降る時期や降雨パターンにも色々な違いがある。我が国に おいて豪雨による土砂災害は主として梅雨前線や秋雨前 線などの前線性のものと、台風など熱帯性低気圧に伴う豪 雨によるものの二つが主なタイプである。また日本列島上 に前線が伸びている気象状況において台風が日本列島に 接近した場合、太平洋上の水蒸気を多量に含む気流を前 線に供給して活発化させて豪雨が長期間続く状況におい ては、土砂災害を起こす危険性がより高まる。そのほか雷 雨性の豪雨のように短時間で局地的な豪雨もあるが,ごく 短時間の雨に終わる場合が多いため,土砂災害に至る事 例は少ない。

TVや新聞等のマスコミによると、近年地球温暖化によっ て、集中豪雨や「ゲリラ豪雨」といった局地的豪雨の発生頻 度が増加しているのではないかという報道や論調がしばし ば伝えられている。

実際の気象記録を長期的に見た場合はどうであろう か? 文科省・気象庁・環境省などが中心にまとめた「日本 の気候変動とその影響(2012年度版)」¹⁾によると、1901 年以降の気象記録が残されている国内51地点において、 年間に日降水量が100mm以上を記録した日数の一地点 あたりの平均値の100年間の変遷を見ると(図-1)、年に 0.8日から1.1日近くまで100年間で約0.25日と有意に増 加している(図-2)。



図-1 日降水量100mm以上の年間記録の推移¹⁾



また1976年以降のアメダス観測記録に基づいた一時間 降水量80mm以上を記録した回数の変遷のグラフ(図-2) においても、10年ごとに年間2回程度増加し、年間10回か ら16-17回程度まで右上がりのトレンドを示している。 このように日単位でも,時間単位でも豪雨の年間の回数は 増加傾向を示している。しかし一方で,台風の発生数や強 い台風の発生数に関しては,同じ報告書によっても変化傾 向は認められないとのことである。地球温暖化の豪雨災害 への影響に関しては多様な意見があるため一概には言え ず,今後の研究が待たれる。

2.2 土砂災害をもたらす豪雨の特徴

一般的に雨は水蒸気を多量に含む大気が上昇する過程 で水滴(もしくは氷粒)に変えられることで発生する²⁾。そし て強い雨は大気が高速の上昇気流となる積乱雲の形成成 長過程の中で生じることでもたらされる。しかし、災害を引 き起こすような集中豪雨になるためには降水域に元から あった水蒸気量だけでは不十分で、外から水蒸気を多量に 含む湿った大気が大量に供給されるような気象条件が必 要となる。こういった状況は梅雨末期の気圧配置や南方洋 上に台風が存在する様な条件の場合に起きる。過去の豪 雨の際にはその様な気象条件下で起きている。

そういった気象メカニズムの中でも集中豪雨を起こすメ カニズムとして最近注目されているのがバックビルディン グ現象である。2012年の九州北部豪雨や2014年8月に 起きた広島市の土石流災害の際の豪雨は最近の研究に よって,バックビルディング現象によって生じたとされてい る³⁾⁴⁾。



図-3 2014年8月の広島災害の際の降雨記録と 発生したバックビルディング現象³⁾

気象研究所の記者発表³⁾によると2014年8月の広島豪 雨の際には、大気の下層1km付近においては南風となっ ており、これに乗って大量の水蒸気を含んだ湿った空気が 豊後水道を通って広島市に供給された³⁾。一方,上空3km 付近の風向は南西から北東であった³⁾。通常単体の積乱雲 は成長期・成熟期・衰退期を経て1時間程度で消滅するが, 大気の下層と上層で風向きが若干異なっている場合は, 高く上昇した積乱雲は上空の風によって移動する。しかし 大気の下層では湿った空気が継続的に供給されているた め,同じ場所に新たな積乱雲のセルが形成される。その様 な現象が連続して起き,上空の風の向きに沿って積乱雲が 直線状に並ぶことで帯状の降水帯が形成され,その領域 に集中的に豪雨をもたらした³⁾。この様子を図-3の上段に 示す。このようにして形成された積乱雲が立ち並ぶ様子が ビルの様に見える(図-3の中段・下段)ことから,この現象 はバックビルディング現象と名付けられている。

その結果,図-4に示すように極めて限られた地域に集中的に豪雨が降ったことで,短時間のうちに甚大な被害が生じた。



図-4 広島災害における03時及び04時の雨量分布

3.豪雨のタイプ別にみた土砂災害発生履歴

3.1 台風による土砂災害の発生事例

戦後の土砂災害の歴史を紐解くと,終戦直後は台風に よって甚大な災害が多発した一方,昭和28年以降は梅雨 前線によって起きる災害が目立ってきたとされる⁵⁾。そこで 改めて豪雨のタイプ別に土砂災害の発生の歴史を振り 返ってみたい。

台風がもたらす豪雨による土砂災害は終戦直後には甚 大な被害を出した事例が相次いで発生している。終戦直後 の1945年の枕崎台風,1947年のカスリン台風,1948年 のアイオン台風による早池峰山の土石流災害などが続い た。このうち西日本を縦断した枕崎台風は昭和の三大台風 のひとつに数えられる(ほかは室戸台風と伊勢湾台風)。中 でも原爆の被害を受けた直後の広島県では呉市など花崗 岩地帯を中心に発生した表層崩壊と土石流などによって 死者2,000名を超える甚大な災害を引き起こしている。

それ以降の台風による土砂災害は少し間が空くが 1958年の狩野川台風, 1966年の台風26号による足和 田村の土石流災害, 1968年台風7号による飛騨川沿いの 渓流から流下した土石流がバスを川に転落させた災害,

寺集 豪雨と災暑

1971年の台風25号による千葉県での土砂災害などが特 筆される。

また最近では2004年は台風が10個も上陸した記録的 な年で、徳島県木沢村(当時)や三重県宮川村などで深層 崩壊を起こしている。翌2005年には台風14号による豪雨 が宮崎県の鰐塚山や耳川流域で深層崩壊を多発させる災 害が起きた。その後、2011年には台風12号によって紀伊 半島での災害が起きた。

台風による豪雨の降り方は台風からの南東の風が山に ぶつかって生じるケースが多く、九州東岸や四国の南岸、 紀伊半島の南東側など特定の場所に豪雨をもたらすこと が多い。そのためそういった地域に卓越する付加体山地に 大雨をもたらすことで、深層崩壊を起こす事例は特に 2000年以降の台風に目立つ。

しかし総じて単独の台風による豪雨災害の被害は終戦 直後に比べて少なくなったように感じられる。これは近年 はレーダ観測に加え気象衛星によって台風の実態が的確 に捉えられるともに,数値解析による進路予測が的確に なってきた効果も大きいと思われる。また台風は比較的短 時間で通過することが多いため,短時間に集中して対応で きることも大きいと考えられる。

3.2 梅雨前線による過去の災害事例

表-1に戦後に起きた前線によって生じた代表的な豪雨 災害を掲げた。1953年以降,日本国内で発生する土砂災 害の多くは,前線性の豪雨によるものが際立ってきた。特 に梅雨末期において前線性豪雨による土砂災害がしばし ば発生している。これは梅雨末期の7月頃には太平洋高気 圧が東から張り出して来て,その縁にそって南から湿った 暖かい気流が流れ込みやすい気象条件により「集中豪雨」 が発生しやすいためである。

1953年は6月に九州北部豪雨が起き,7月には南紀の 有田川流域の花園村北寺や金剛寺などにおいて,今で言 う深層崩壊に相当する大規模な山崩れが起きた。特に北 寺の崩壊では96名の死者が出たが,これは一箇所の変動 による人的被害としては戦後最大となっている。また1957 年には日雨量1100mmを超える豪雨によって諫早豪雨が 発生している。多良岳山腹では多数の山崩れが発生し,大 量の土砂が供給されたため,下流の本明川の河床上昇に よる氾濫被害が大きかったとされている⁵⁰。

1961年には長野県の天竜川流域(伊那谷)の花崗岩・ 変成岩地域において表層崩壊・土石流災害が起きている。 この時には中高構造線の鹿塩ミロナイト地帯で大西山の 崩壊が発生している(写真-1)。また1964年7月には島根 県東部の風化花崗岩からなる小起伏山地において1万箇 所に及ぶ表層崩壊によって109名の死者を出す災害が発 生した。

1970年代に入ると、1972年に昭和47年7月豪雨と呼ばれる豪雨災害が起き、西日本の各地で被害が生じた。7

表-1 終戦後の雨を誘因とする主な土砂災害一覧

発生年	誘因	発生場所	変動タイプ	主な地質
1945年	枕崎台風	広島県ほか	土石流	花崗岩
1947年	カスリン台風	赤城山麓	山崩れ・土石流	火山岩
1948年	アイオン台風	早池峰山	山崩れ・土石流	蛇紋岩
1951年	ルース台風	山口錦川	山崩れ・土石流	花崗岩
1953年	前線	北九州	表層崩壞	1
1953年	前線(南紀豪雨)	和歌山有田川	深層崩壊	付加体
1953年	前線	箱根	温泉地すべり	火山岩
1953年	雷雨(南山城豪雨)	京都南山城	表層崩壞	花崗岩
1957年	前線(課早豪雨)	諫早本明川	山崩れ・土石流	火山岩
1958年	狩野川台風	伊豆半島	山崩れ・土石流	火山岩
1961年	前碍(S36年炎)	伊那谷	表層·深層	花崗岩ほか
1964年	前線	島根東部	表層崩壊	花崗岩
1965年	台風24号(奧越豪雨)	福井·岐阜	深層崩壊・地すべい	付加体ほか
1966年	台風26号	山梨·静岡	山崩れ・土石流	
1967年	前線	広島·兵庫	表層崩壞	花崗岩
1967年	前線(羽越豪雨)	新潟	表層·深層	1.000
1971年	台風25号	千葉県	表層崩壞	
1972年	前線	全国各地	表層·深層	花崗岩ほか
1974年	前線(七夕豪雨)	香川·静岡	表層崩壊	
1975年	雷雨?	岩木山	山崩れ・土石流	火山岩
1976年	台風17号	香川·兵庫	表層·深層	花崗岩ほか
1982年	前線(長崎豪雨)	長崎市周辺	表層·深層	火山岩·变成岩
1982年	台風10号	奈良·三重	表層崩壊・地すべい	花崗岩ほか
1983年	前線(山陰豪雨)	島根西部	表層·深層	風化残積土
1990年	前線	阿蘇山	表層崩壞	火山灰
1993年	前線	鹿児島	表層崩壞	シラス
1998年	前線(北関東·南東北)	福島·栃木	表層崩壞	火碎流堆積物
1999年	前線	広島	表層崩壊	花崗岩
2000年	前線(東海泰雨)	愛知·長野	表層崩壞	花崗岩ほか
2004年	前線(新潟·福島豪雨)	新潟	表層崩壞	泥岩·砂岩
2004年	台風10·21号	德島·三重	深層崩壞	付加体
2005年	台風14号	宮崎耳川	深層崩壊	付加体
2010年	前線	広島庄原	表層崩壊	風化土·黑土
2011年	台風12号	紀伊山地	深層崩壊	付加体
2013年	前線(九州北部)	阿亚和山	表層崩壞	火山灰
2013年	台風26号	伊豆大島	表層崩壊	火山灰
2014年	前線	広島	表層崩壊	風化花崗岩



写真-1 1961年長野県大鹿村大西山の崩壊状況

月5日には山崩れで生き埋めになった人の救出作業のため に集まった消防団・警察官など59名が亡くなる二次災害 を出した土讃線繁藤駅裏の地すべりが起きた。翌6日には 九州で天草豪雨により土石流が多発し死者115名を出し, さらに12日から13日にかけて愛知県の西三河地域の花崗 岩地域において数万箇所で表層崩壊が生じ95名が亡く なっている。この一連の災害は,新聞紙上では「各地でゲリ ラ豪雨」との見出しが躍った。 1982年に起きた長崎豪雨は梅雨末期の豪雨による典型的な土砂災害で,わずか3時間で400mmを超える豪雨となり,大小様々な斜面変動が生じた。この時には日本での1時間の最大時間雨量187mm(長与町)が記録された。長崎市周辺で数千箇所で山崩れが発生し(図-5),長崎県下での死者299名の約80%が土砂災害によって生じている⁶⁾。この数字は一回の豪雨災害としてはそれ以降破られていない。



図-5 1982年の長崎豪雨で発生した土砂災害

1999年には広島市と呉市において24名の犠牲者を出 す災害が発生した。広島市では宅地開発が山際まで及び, 山腹や渓流で発生した表層崩壊・土石流が直下にあった 住宅地を襲ったことで各所で被害を生じた(写真-2)。政令 指定都市でもある広島市で大きな土砂災害が起きたこと が契機となって土砂災害防止法が翌2000年の国会で成 立し、2001年の4月より施行された。



写真-2 1999年6月の広島豪雨災害

2000年以降では、2012年の九州北部豪雨と2014年 の広島の土砂災害が記憶に新しい。

前線性豪雨による土砂災害があまり軽減していないの は、その集中豪雨の発生予測が難しいことも一因である。 集中豪雨は積乱雲のセルによってもたらされるが, これは 台風とは異なり1時間程度で発生・発達・消滅してしまうこ とと, その規模が数kmと気象衛星や気象レーダで細かく 捉えるのが難しいことにもよる。

3.3 局地的雷雨による土砂災害

これの事例は少ないが,強いてあげるとすれば,1953 年の京都府の木津川流域において雷を伴う豪雨によって 336名の死者を出す土砂災害が発生した南山城水害と 1975年8月に青森県の岩木山で死者22名を出した百沢 土石流災害などがあげられる⁷⁾。百沢土石流による被害に ついてはスキー場を作るために岩木山の山腹斜面におい て森林を伐採したことが影響したと裁判に訴えられたこと もあった。

4.豪雨による土砂災害の種類と特徴

4.1 表層崩壊

表層崩壊は山地斜面の表層部分を中心に崩れる現象 で、その崩壊深は概ね数10cm~2m程度で、土壌や表層 付近において風化して脆くなった岩が崩れる例が多い。豪 雨による土砂災害の中では、もっとも多く発生するタイプ の土砂移動現象である。特に風化した花崗岩地域や第四 紀の火山の山腹に発生する場合が多い。表層崩壊は崩壊 はひとつひとつは浅く小規模であるが、多くの場合それが 数十箇所から何千箇所も崩れることがある(写真-3)。甚 大な被害をもたらした災害事例では、表層崩壊が千箇所 以上、場合によっては万のオーダーで起きていることも珍 しくない。



写真-3 2000年東海豪雨によって発生した表層崩壊

表層崩壊は個々の規模が小さいため発生予測を的確に 行うことは難しい。また一度起きれば不安定な土砂が除去 されるため,同じ斜面においては新たな崩壊物質が生成さ れるまで暫くの間は起きない。これは小出によって「免疫 性」と名付けられている⁸⁾。

深層崩壊や地すべりと異なり,地中の浅部における間隙 水圧の上昇によって不安定化するため,比較的短時間の 豪雨によっても発生する。2014年の夏に起きた長野県南 木曽町での土石流や広島市の土砂災害ではいずれも強い 雨になってから僅か1~2時間の豪雨で災害が発生してい る。図-6に広島災害の際の10分間降雨量の推移を示す⁹⁾。 激しい豪雨が降ったのは、僅か2時間ほどで、しかも深夜 であった。このような場合、雨の推移を見ていると避難勧 告を発令するタイミングを逸してしまい、避難勧告を出す 前に災害が発生してしまう事態となる。



図-6 2014年広島の10分間ごとの降雨記録

また, 表層崩壊は一般的に発生数が多いため, 被災範 囲は比較的広く, 土砂の流出に加え, 渓谷からの氾濫を伴 うことも多い。また, 崩壊土砂量の割に崩壊面積が広いた め, 土砂に対する流木などの比率が大きい。そのため, 崩壊 した土砂や巨石が襲ってくるとともに流木を交えた泥流の 流下などを伴うことで被害の様相は場所によって大きく異 なる(写真-4)。



写真-4 2014年8月の広島土石流災害による被災状況 (安佐南区八木3丁目・緑井8丁目)

4.2 豪雨によって発生する深層崩壊

深層崩壊という用語は以前から一部では用いられていた が、大規模崩壊などと呼ばれることが多かった。2009年に 台湾小林村で起きた巨大な崩壊が「深層崩壊」としてNHK の番組で取り上げられたことから、一躍注目される様に なった。それ以前にも2005年の台風14号による宮崎県の 耳川や鰐塚山で起きた崩壊があったが、2011年の台風12 号の豪雨による大規模崩壊が深層崩壊の典型例として報 道された。この2011年の紀伊半島の災害に関しては本特 集に掲載されているので詳細はそちらに譲りたい。



写真-5 2004年の台風10号の豪雨で起きた 徳島県木沢村大用知の深層崩壊

深層崩壊という用語が使われていない時代に起きた事 例としては、1953年の南紀災害による有田川流域での金 剛寺・北寺の崩壊を挙げることができる。このうち北寺の崩 壊は直下の集落を埋めて96名の死者を出したが、これは 一箇所の変動による死者として戦後最大となっている。ま た47年7月豪雨においては土讃線繁藤駅の背後の斜面で 起きた繁藤地すべりで死者60名を出している。この直前の 小崩壊で生き埋めになった人を救助するために集まった 消防・警察官などが二次災害を受けて被害を大きくした。 そのほか1997年の針原川土石流の発生源も深層崩壊に 相当する変動である。

深層崩壊は地下深いところですべりを起こすことから, 斜面深部まで雨水が浸透するのに時間を要する。そのため 短時間の降雨で崩壊が発生することは少なく,長時間かつ 大量の雨によって発生が認められる。写真-5に示した徳島 県の大用知の深層崩壊では総雨量では2000mm近い雨 が降った後に発生している。

また深層崩壊の発生場所の予測については、空中写真 判読によって作成した地すべり地形分布図では的中率は 芳しくなかった。しかし航空機レーザ測量による植生を除 去した精密な標高データを用いることで、その多くを発生 前に抽出できる可能性が出てきた。航空機レーザ測量デー タのカバー率は上がってきたが、今後全土のカバーを目指 すとともに、航空機レーザデータを用いた判読技術の向上 が望まれる。

4.3 土石流による災害

土石流は前述した表層崩壊や深層崩壊によって滑動を 始めた土砂が,直下の渓流・河川に崩れ落ち,そこで流動 化することで生じる場合が多く,渓流の増水などをきっか けに直接土石流が起きる事例はあまり多くない。しかし 1978年の有珠山麓で起きた土石流¹⁰(死者3名)や1991 年からの雲仙火山噴火に伴って頻発した土石流などの事 例がある。この場合は噴火によって噴出した新規火山灰が 火山山麓に広く堆積することで,地表面の浸透能が著しく 低下し,ごく僅かな雨によって表面流が発生したことによ り,泥流・土石流の発生に至ったとされる。

4.4 豪雨による地すべり(狭義)の発生事例

土塊がマスとして形を保ったまま、比較的ゆっくりと滑る 斜面変動である「地すべり」は、その多くが融雪期や梅雨期 など長期にわたる水の供給によって,地中内部の広い範囲 で地下水・間隙水圧の上昇を誘因として起きるケースが多 い。そのため比較的短時間の豪雨によっての発生が多い表 層崩壊・深層崩壊などと比べると発生事例はかなり少ない が,その中で豪雨によって生じたいくつかの事例がある。 1953年の箱根早雲山地すべり(死者10名), 1976年の 台風17号による兵庫県一宮町福知抜山地すべり(死者3) 名), 1982年の台風10号による奈良県西吉野村和田地す べり(事前の避難より人的被害無)などの発生事例がある。 最近の事例としては、2007年7月の台風4号による宮城県 白石市の小原地すべりや同年9月の台風9号の豪雨による 群馬県甘楽町内久保地すべりなどの発生事例がある。いず れも地すべりによる人的被害はなく,大きな災害には至っ ていない。ただ, 小原地すべりでは地すべり域内の道路上 にいた消防団員3名が、地すべりとともに30m下まで滑り 落ちたが九死に一生を得ている。ここでは和田地すべりが 発生に至る経過について紹介したい。

和田地すべりは1982年8月,台風10号によって起きた。 台風が通過後,さらに前線性の雨も降ったことで起きた, と推定される。発生はそれらの降雨が降り止んだ後,約11 時間後に発生した(写真-6)。

台風による川の増水で警戒にあたっていた消防団は雨 が止んだため警戒体制が解かれた。山の中腹に居住してい る消防団員が自宅に戻る途中,山腹の道路上に亀裂を発 見し,その亀裂の幅が時間とともに拡大してきたことから 丹生川対岸の和田集落に避難勧告が出された。住民全員 が避難した後に地すべりが起きた¹¹⁾。亀裂発見は雨が止ん だ直後で,地すべり発生は亀裂発見から11時間後であっ た(図-7)。このように地すべりは豪雨の最中や直後ではな く,雨が止んでから時間が経過して後に遅れて発生する ケースが多い。

災害後の調査によると地すべりが発生した斜面は,過去 に地すべりを起こした痕跡である地すべり地形を呈してい たことが明らかにされた(図-8)¹¹⁾。この様に,地すべりの発



写真-6 和田地すべり発生直後の河道閉塞状況11)



生する可能性のある斜面を地すべり地形の有無によってある程度絞り込むことができる。

その他にも内久保地すべりや小原地すべりについても, 発生した場所は地すべり地形分布図に図示された地すべ り地形であった。

このように豪雨による地すべりの発生場所は,全てで はないがその多くが地すべり地形を呈しており,あらかじ め発生場所の絞り込みが可能であった。また亀裂の前兆 を発見してからも時間的な余裕がある場合が多く,適切 に対処を行うことにより災害を未然に防ぐことも可能で ある。



図-8 和田地すべりの発生範囲と元の地すべり地形¹¹⁾ (A:1982年変動で生じた滑落崖, B:1982年変動の地すべり 移動体, C:古い地すべりの滑落崖, D:古い地すべりの移動体, E:地すべり対岸の和田集落)

5.豪雨による斜面災害発生メカニズム

豪雨によって発生する斜面変動の発生には、一般には 雨水が地下に何らかのルートで浸透し、地下水位の上昇 や間隙水圧の上昇などをもたらすことで、斜面物質が不安 定化することによって起こるとされる。そのほか、雨によっ て増加した河川水が、河道の攻撃斜面を浸食することで斜 面の末端部が削剥除去され、斜面が不安定化して起きる 崩壊もある。また表面流出によって渓流の流量が増加する ことで渓床に堆積していた土砂が土石流化する事例もな いわけではない。

そういった中で特に表層崩壊においては地下にできたパ イプを使って雨水が伝わるパイピング発生要因説が取り 上げられている。実際に2013年の伊豆大島の表層崩壊現 場や2014年の広島豪雨の崩壊地での調査に短期間であ るが参加した。多くの崩壊発生跡地の斜面にはパイプフ ローによって形成されたと推定される多数のパイプ穴を確 認することができた。そのためパイピングが原因ではない かと言う調査報告も出されている。

パイプフローが斜面崩壊に与える影響については,例え ば内田ら¹²⁾が述べている様に,斜面内の水の排水システム として機能する場合は斜面の安定に寄与するが,逆にパイ プの一部が閉塞した場合や排水能力以上の水が集中した 場合などは,斜面内での急激な水圧上昇をもたらし崩壊 発生の原因となる場合があると考えられる。したがって崩 壊跡にパイプが発見されたからといって必ずしもそれが原 因とは即断できない。また水圧によって斜面の下端部が吹 き飛ばされるのではないかと言った説もある。 崩壊発生前の調査が難しいなど,実際にパイプが斜面 の不安定化にどのように寄与したかについては,いろいろ な見解があり,まだ明確に決着がついてはいない。

6.豪雨による土砂災害の軽減策について

6.1 地形・地質的に危険な場所を避けて住むこと

これは当たり前のことなので、わざわざ書くほどのことで はないと思われるかも知れない。しかし2014年に起きた 長野県南木曽町や広島市での土砂災害における被災場所 を見ると、どちらも土石流堆積物によって形成された土石 流扇状地(沖積錐)であった(図-9)。このような土石流の 堆積物で形成された地形は遅かれ早かれ土砂災害を受け 易い危険な場所である。

土砂災害に限らず,被災する危険性の高い場所を避け て家を建てることは,災害を軽減するための最も確実な方 法である。この点は土砂災害以外の災害を含めて同じであ り,強調しておきたい。



図-9 広島市安佐南区八木付近の地形図¹³⁾ (黄色で塗色した範囲は土石流扇状地)

同様の事例は、老人ホームが谷の出口の真正面に建て られていたために土石流の直撃を受けて被災した2009年 の山口県防府市の災害や長野県岡谷市の湊地区の災害 などは少し注意すれば土石流に対して危険な地域である ことは分かる(写真-7)。土砂災害の場合どのような場所が 危険なのか、広島災害も南木曽の災害でも地形分類にお いて土石流扇状地(沖積錐)に分類される範囲で被災して いる。南木曽の土石流災害で死者が出た住宅は、谷の出口 の正面にあたり、しかも流路が屈曲した、流下してきた土 石流が直進すれば直撃を受けるコースにあたっていた。

こういった地形の場所はかつては経験的に危険な場所 だと認識されていて、土地利用が避けられていた。例えば 1997年の鹿児島県出水市の針原川土石流災害で被災し た場所は、江戸時代にこの地を治めていた薩摩藩がその 手前に関所を設けることで、その地を「関外」として居住さ せない施策をとっていた¹⁴⁾。同じく薩摩藩では、シラス台地 から出る土石流扇状地を「洗出(あれだし)」と呼んで耕作



写真-7 谷の出口に形成された土石流扇状地を宅地化した 岡谷市湊地区 (アジア航測撮影)

禁止地にしていた¹⁴⁾。「洗出」は現在も地名として残ってい るそうである。しかしこのような場所は人口の増加・経済の 発展に伴って, 危険を顧みず住むようになった。

また1960年代の土砂災害が多発した時期には、当時の 土砂災害の特徴を表わすのに、「分家の災害」という言葉 が使われたと聞く。これは「本家」は先祖代々から、比較的 安全な場所に住家を建てていたため被災を免れる。一方の 分家は新たに住家を建てる際には、危険度がより高い場 所しか未利用地として残されていない。そのため、この頃の 災害では分家が被災する事例が多かった。私が調査に加 わった1981年の長野県須坂市の土石流災害では、最上 流にあった集落の全17戸のうち段丘面の下にあった3戸 だけが被災して家屋が流失した。この3戸のうち2戸は昭和 になってからの分家であった¹⁵。

地すべりの発生履歴を知ることができる地すべり地形分 布図が,地すべりの発生場所の予測に一定の貢献をしてき た様に,過去の災害によって形成された各種の地形に関し ての全国的な分布図を作ることが,土砂災害防止について 貢献できると考えられる。そういった図は防災面だけでな く,地形に関わる色々な分野における重要な基礎資料とな ると考えられるので,実形で図示された地形分類図の作成 は重要だと考える。

6.2 レーダ技術の進展による正確で緻密な豪雨観測

台風による土砂災害の被害が終戦直後に比べ減少した のは進路予測の精度向上も一旦としてになっていると推測 されている。この様に、土砂災害発生の誘因となる豪雨の 規模や範囲、そして時間の予測精度が上がれば、早期避 難の呼びかけや警戒体制など様々な対応策を取ることに よって、被害軽減につながると期待される。

台風がもたらす豪雨に関しては気象レーダ観測やスー パーコンピュータを用いた数値予測によって気象予報の精 度が上がり,豪雨の範囲や時間の予測によって,台風の進 路予測の精度が向上したため,台風本体がもたらす降水 量の予測精度も上がってきた。それによって適切な災害対 策を事前に講じることが確実に行える様になっている。た だ,台風が梅雨前線を刺激して豪雨が生じる場合は後述 する梅雨前線豪雨と同様なので,難しい場合がある。

一方, 梅雨前線など前線性豪雨については, 局地的な豪雨をもたらす積乱雲が短時間で頻繁に発生・消滅を繰り返すことや, レーダの分解能が個々の積乱雲を観測する精度として不足でもあり, これまでの観測では捉えきれなかった。そのため従来の手法ではいつどこに豪雨が降るかの予測は難しかった。



図-10 マルチパラメータ (MP) レーダの原理¹⁶⁾

しかし近年,防災科研などが進めてきた研究開発によっ てマルチパラメータレーダ(以下MPレーダ)の実用化が進 んできたことにより,高分解能で高精度の降雨状況の把握 が現実のものとなってきた。

MPレーダは垂直と水平の2種類の偏波を用いたレーダ (図-10)で、二つの電波の反射強度の比較によって、雨滴 の大きさが推定でき、それに基づき雨量強度の精度が上 がった¹⁶⁾。単偏波のレーダの場合には電波の反射強度か ら求めた降雨強度は、雨滴の大きさの違いに起因する降 雨量のばらつきが大きいため、地上雨量計の観測値による 補正が必要であった。しかしMPレーダは、2つの偏波の比 率から雨滴の大きさが正確に求めることができるため、補 正しなくても測った降雨強度の精度が高い。また用いる電 波の波長が短いことから、空間分解能も高い¹⁶⁾。また補正 が不要であることから、観測してから降雨強度のデータ配 信するまでの時間は5分の1程度に短縮されている。また 時間分解能も1分から2分に1回と大きく向上した。

まだ全国はカバーされていないが、ここ数年で国土交通 省によってMPレーダの実用的な配備は進み、国土のかな りの部分をカバーできるようになった。今後もMPレーダは 順次拡充されつつある。高精度で細密なMPレーダが稼働 している地域では、ほぼリアルタイムで降雨強度を知ること が可能となった。最近ではスマートフォンからでもデータを 見ることができるアプリも公開されたため、個人でも自分 がいる場所の降雨状況を知ることができる様になり、その 情報に基づいた避難が可能となりつつある。さらに気象庁 では1時間先までの豪雨の高精度予測を行う「高解像度降 水ナウキャスト」を2014年8月より開始している。

6.3 斜面の変動の前兆の早期検知

地すべり(狭義)の場合,4.4で述べた様にかなり前から 亀裂など前兆を捉える事ができる。しかし表層崩壊の様に 降雨のピークと変動の発生のタイムラグが小さい場合は, 現場斜面において前兆を捉える事が難しく,危険性も高 い。そのため何らかのセンサーを用いて斜面に生じた異変 を検知する機器を用いた警報システムの開発が必要であ る。様々な試みはあるが紹介できるほど実用的なものはま だ出現に至っていない。今後的確なセンサーの開発やその 小型化,長時間使用可能な電源の開発,などにより解決さ れることが望まれる。

6.4 人為的な斜面不安定化の防止策の徹底

土砂災害はしばしば開発などの人為的行為によって発 生したり、あるいは斜面の不安定化を助長したと思われる 事例が思いのほか多い。最近の事例では、2014年の横浜 市緑区の崖斜面で起きた崩壊がある。ここは市の許可を得 ずに盛土をした上、擁壁や水抜きなどの基本的な対策も講 じていなかった。崖地には2009年ごろから2010年3月ま でに4トントラック約40台分の残土が搬入された。傾斜が 30度を超える場合や高さ1m以上の盛土などは宅地造成 等規制法に基づく許可が必要だが、無許可だった。似たよ うな事例は報道されていないものを含めると結構ある。

一方故意でないケースとして最近の事例では、2014年 12月には東京電力中津川第一発電所の導水路トンネルか ら溢水した水によって、土砂崩れを引き起こし、国道405号 線が通行できなくなり、一時集落が孤立したことがあった。 これは大量の降雪が水力発電所の導水路に流入したことで シャーベット状の雪が管路に詰まり、そのために点検用の横 坑から水が溢れたもので、水は近くの沢沿いに流下し、国道 近くで土砂崩れを起こした。違法でない場合にもちょっとし た不注意で土砂災害が起きる事例も散見される。

私が経験してきた調査においても1978年12月に起き た茨城県水府村(当時)棚谷地すべりは道路の拡張工事に よる地すべり斜面下端の切土が主因と思われた¹⁷⁾。また 1981年の台風10号による須坂土石流災害ではゴルフ場 建設に伴う斜面の切り盛りによる流域界の改変によってこ れまでより多くの雨水が谷に流れ込んだことが無視できな い¹⁵⁾などの事例があった。

このような失敗事例をきちんとまとめて多くの人が参考 にできる様にしておくことも大事かも知れない。

7.まとめにかえて

東日本大震災を引き起こしたM9の東北地方太平洋沖 地震は500年ないし1000年に一度の規模の地震といわ れている。このように大きな災害は長い時間スケールで起 きている。豪雨による土砂災害は毎年の様に起きているの で、長い時間スケールによる視点は不要と思われるかもし れないが、規模の大きなものや同じ地域での繰り返す間隔 を見ると、やはり数十年単位と言うよりは100年以上の長 いタイムスパンで見ておく必要性を感じる。今回は戦後に 絞って振り返って見たが、多様な規模や予想できる土砂災 害は、いろんな視点から検証しておく必要があると思う。

裏付けは不十分であるが、今回の取りまとめを通じて台 風による豪雨が深層崩壊を比較的多く起こしているのに対 し、前線性の豪雨は表層崩壊を比較的多く発生させてい る。これは豪雨の降り方(地域や降雨パターン)の違いに よって生じている可能性が大きいと感じている。豪雨によっ て起きる土砂災害はその土地の地形地質条件によって 様々な規模・タイプで発生する。それぞれの地域ごとにどの ような種類の土砂災害が起きやすいかについては専門家 はかなりの知識を持っている。しかしその知見は誰にも分 かりやすい形ではまとめられていない。

同じ土砂災害でもその起き方で避難やハード対策を変 えることが必要だと思われる。短時間の豪雨に左右される 表層崩壊については先の雨の予測に重点を置いた対応が 望ましいし,規模の大きな地すべりや深層崩壊に関しては 発生場所の特定を目指すことも必要性が高い。市町村の 防災を担うそれぞれの自治体においては,より確実性を高 める様な防災対策に重点を置くことが必要なのかもしれ ない。

また豪雨予測や斜面変動の前兆を捉えて早期の避難を することは防災の基本である。特に規模の小さい表層崩壊 については前兆の把握は難しいので,現在のところは誘因 である降雨に関する情報の正確な把握とそれに基づいた 警報や勧告などの適切な発令が重要である。ただ,災害は 時を選ばずに起きるので,深夜など避難が困難な場合もあ る。やはり防災・減災の大原則はまず危険なところには住 まないということが肝要だということを再度指摘しておき たい。

先に述べた様に土砂災害に襲われる危険性の高い場所 は地形や地質からかなり絞り込むことができる。それに加 え、それぞれの地元に残されている過去の災害の伝承や古 文書の記録などを掘り起こすことで自分たちが住むそれぞ れの土地の土砂災害の危険性をより具体的に知っておく ことも重要であろう。あるいは昔からの伝統行事も良く調 べると災害を契機に始まったということも多くあるので、そ れを手がかりとすることも良いかもしれない。

参考文献

- 1) 文部科学省,気象庁,環境省(2013):日本の気候変動とその影響 (2012年度版),気候変動の観測・予測及び影響評価統合レポート
- b)防災科学技術研究所:防災基礎講座(基礎編 1.大雨)
 http://dil.bosai.go.jp/workshop/01kouza_kiso/ohame/rain.htm
- 3)気象研究所(2014):平成26年8月20日の広島市での大雨の発生要因. 報道発表資料(平成26年9月9日), 1-6.
- 4)気象研究所(2012):「平成24年7月九州北部豪雨」の発生要因について、報道発表資料,1-3.
- 5)大八木 規夫(1986):斜面災害の歴史,斜面災害の予知と防災,白亜書 房,1-28.
- 6)大八木 規夫,中根 和郎,福囿 輝旗(1984):1982年7月豪雨(57・7豪 雨)による長崎地区災害調査報告。国立防災科学技術センター主要災害 調査第21号.
- 7) 寺島 治男, 東浦 将夫(1975): 青森県岩木町百沢地区に発生した土石 流災害, 国立防災科学技術センター主要災害調査第8号, 1-20.
- 8)小出 博(1955):山崩れ一応用地質II-, 古今書院 形成選書. 205p.
- 9)土木学会,土木学会中国支部,地盤工学会(2014):平成26年広島豪雨 災害合同緊急調査団調査報告書。
- 10)池谷浩(1979):有珠山周辺に発生した泥流災害について、新砂防, 110,31-33.
- 11)米谷 常春,森脇 寛,清水 文健(1983):1982年台風10号と直後の低気圧による三重県一志郡の土石流災害および奈良県西吉野村和田地すべり災害調査報告.国立防災科学技術センター主要災害調査第22号.
- 12)内田太郎,小杉 賢一朗,大手信人,水山高久(1996):パイプ流が斜面安定に与える影響.水文・水資学会誌, Vol.9, 330-339.
- 13)小林浩(2015):広島市の地形の成り立ちと土砂災害のリスク.日本応用地質学会平成26年広島大規模土砂災害調査団報告会配布資料, 45-53.
- 14) 岩松 暉(2004): 土砂災害とのつきあい方, 平成16年度防災安全中央 研修会, p.117-121.
- 15)水谷 武司,森脇 寛,井口 隆(1982):台風10号による長野県須坂市 土石流災害調査報告.国立防災科学技術センター主要災害調査, No.19, 1-50.
- 16)防災科学技術研究所水土砂研究ユニット(2012):マルチパラメータ レーダ(MPレーダ)について.

http://mp-radar.bosai.go.jp/mpradar.html

17) 森脇 寛, 井口 隆(1980):茨城県久慈地方の新第三紀層の地すべり とその分布特性,国立防災科学技術センター研究報告,第24号, 125-144.

